



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.11.21.48-TDI

ASPECTOS OBSERVACIONAIS E DE MODELAGEM DA RELAÇÃO ENTRE A CAMADA LIMITE NOTURNA E A CONVECÇÃO PROFUNDA NA AMAZÔNIA CENTRAL

Moacir Schmengler

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelos Drs. José Paulo
Bonatti, e Silvio Nilo Figueroa,
aprovada em 04 de março de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44AS3RL>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.11.21.48-TDI

ASPECTOS OBSERVACIONAIS E DE MODELAGEM DA RELAÇÃO ENTRE A CAMADA LIMITE NOTURNA E A CONVECÇÃO PROFUNDA NA AMAZÔNIA CENTRAL

Moacir Schmengler

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelos Drs. José Paulo
Bonatti, e Silvio Nilo Figueroa,
aprovada em 04 de março de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44AS3RL>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Schmengler, Moacir.
Sc96a Aspectos observacionais e de modelagem da relação entre a camada limite noturna e a convecção profunda na Amazônia Central / Moacir Schmengler. – São José dos Campos : INPE, 2021.
xvi + 95 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.11.21.48-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.
Orientadores : Drs. José Paulo Bonatti, e Silvio Nilo Figueroa.

1. Camada Limite Noturna. 2. Amazônia. 3. Precipitação.
4. Convecção profunda. 5. Turbulência. I.Título.

CDU 551.510.522(811)



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

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Pós Graduação
Meteorologia

ATA DE REUNIÃO

DEFESA FINAL DE TESE: MOACIR SCHMENGLER - REGISTRO 133833/2015

BANCA: 036/2021

No dia 04 de março, às 14h00, por videoconferência, o aluno mencionado acima defendeu seu trabalho final, intitulado : "**INFLUÊNCIA DA REPRESENTAÇÃO DA DIFUSÃO TURBULENTA DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA CENTRAL.**" (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O aluno foi **APROVADA** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia.

A banca sugere que o aluno realize as sugestões/correções realizadas pela Banca, ficando o orientador Dr. Silvio Nilo Figueroa como responsável pela verificação, bem como mudança do título para:

Título:"ASPECTOS OBSERVACIONAIS E DE MODELAGEM DA RELAÇÃO ENTRE A CAMADA LIMITE NOTURNA E A CONVECÇÃO PROFUNDA NA AMAZONIA CENTRAL."

Eu, Gilberto Fernando Fisch, como Presidente da Banca Examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca

Dr. José Paulo Bonatti - CPTEC - INPE (**orientador**)

Dr. Silvio Nilo Figueroa - CPTEC - INPE (**orientador**)

Dr. Gilberto Fernando Fisch - SEPGR– INPE (**Presidente**)

Dr. Paulo Yoshio Kubota - CPTEC – INPE (**Membro interno**)

Dr. Felipe Denardin Costa - Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA) - (**Membro externo**)

Dr. Otavio Costa Acevedo - Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) (**Membro externo**)



Documento assinado eletronicamente por **gilberto fernando fisch (E)**, **Usuário Externo**, em 15/03/2021, às 11:28 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **6774155** e o código CRC **79EEF840**.

Referência: Processo nº 01340.001078/2021-96

SEI nº 6774155

AGRADECIMENTOS

Gostaria de conseguir citar aqui todas as pessoas que me auxiliaram nesta dura caminhada. Mas, felizmente e infelizmente, faltariam linhas e ainda correria o risco de esquecer algum nome. Pois, se eu partisse desta vida neste momento e, então, colocassem num lado de uma balança toda ajuda e benção que recebi e, no outro lado, tudo o que eu retribuí para o mundo... Com toda a certeza do mundo, esta balança ficaria caída para o lado da ajuda que recebi. Claro que nem tudo durante estes anos foram flores. Aliás, provavelmente tenham sidos os anos mais difíceis da minha vida. Mas, neste momento em que escrevo percebo o quanto sou afortunado. Fico me perguntando se sou eu que tive a sorte de me rodear de pessoas maravilhosas, ou se o número destas pessoas no mundo é infinitamente superior às ruins? Independente da resposta para esta dúvida, me alivia a mente, o coração e o espírito saber que existem tantas pessoas dispostas a fazer o bem.

Como eu disse, não conseguirei citar aqui o nome de todo mundo que me ajudou. Mas, de maneira generalizada agradeço de coração: minha família, em especial minha mãe Marli, meu pai Delci, minha esposa Jussara e os gatos que vieram de brinde; meus orientadores, Silvio Nilo e Bonatti; coordenador, professores e secretaria da PGMET/INPE; antigos colegas de apartamento e de CPTEC; antigos colegas, professores e orientadores da UFSM; colegas de PTI/ITAIPU; e todos amigos que fiz em Cachoeira Paulista, Santa Maria, Alegrete, Foz do Iguaçu, Lorena, Guaratinguetá e São José dos Campos. Agradeço também aos meus guias e mentores.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e, também, com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

RESUMO

A formação da convecção profunda na Amazônia ainda não está bem compreendida, existindo uma deficiência da sua representação nos processos físicos dos modelos numéricos de previsão de tempo e clima. Uma hipótese explorada foi: que os diferentes regimes de escoamento noturnos afetam as condições atmosféricas diurnas. Pois, a geração mecânica de turbulência pelo cisalhamento do vento durante a noite e a destruição térmica pela estabilidade, faz com que ocorram diferentes regimes de escoamento na Camada Limite Noturna (CLN). O objetivo deste trabalho foi investigar a importância da CLN na ocorrência ou não das nuvens convectivas durante o decorrer do dia na região central da Amazônia, através de um estudo observacional e de modelagem. Para a parte observacional foram usados os dados do experimento GOAmazon 2014/5, e para a parte de modelagem foi utilizado o modelo global BAM (Brazilian Global Atmospheric model). Os resultados mais importantes são: i) Os dados de vento de radiossondagens, de dados de Radar Dopler e experimentos de modelagem mostram que existe uma clara relação entre os valores de vento horizontal e de umidade no topo e acima da CLN com a formação ou não de nuvens convectivas profundas durante o decorrer do dia e ii) os experimentos de modelagem, mostram que os ventos fracos e altos valores de umidade acima da CLN (na Camada Residual), assim como a ocorrência de chuvas intensas na Amazônia Central, podem estar associados ao transporte vertical turbulento noturno e, também, a fatores de grandes escala.

Palavras-chave: Camada Limite Noturna. Amazônia. Precipitação. Convecção profunda. Turbulência. GOAmazon 2014/5. Modelo global BAM.

OBSERVATIONAL AND MODELING ASPECTS OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER AND DEEP CONVECTION IN CENTRAL AMAZON

ABSTRACT

The formation of deep convection in the Amazon is not yet well understood. There is a deficiency of its representation in the physical processes of numerical models of weather and climate forecasting. It is hypothesized here that the different flow regimes at night affect the daytime atmospheric conditions, as the mechanical generation of turbulence by wind shear at night and thermal destruction by stability causes different flow regimes to occur in the Nocturnal Boundary Layer (NBL). The aim of this study was to investigate the importance of the NBL in the occurrence or not of deep convection during the day in the central region of the Amazon through an observational and modeling study. For the observational part, we used the GOAmazon 2014/5 experiment data, and for the modeling part, the CPTEC global model BAM (Brazilian Global Atmospheric Model). The most important results are listed here: i) radiosondes wind data, Doppler data, and modeling experiments, show that there is a clear relationship between horizontal wind intensity and humidity above NBL with the formation or not of deep convective clouds during the day and ii) modeling experiments show that weak winds and high humidity values above the NBL (in the residual layer), as well as the occurrence of heavy rainfall in the Central Amazon during the day, are associated with vertical turbulent mixing during the night as well as with large-scale factors.

Keywords: Nocturnal Boundary Layer. Amazon. Precipitation. Deep convection. Turbulence. GOAmazon 2014/5. BAM Global Model.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Séries temporais obtidas durante o experimento GOAmazon 2014/5.	3
1.2 Exemplo de imagem (dia 4 de outubro de 2014) utilizada para a determinação de dias com convecção profunda.	4
2.1 Perfis típicos médios de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e magnitude do vento (V).	8
2.2 Representação esquemática da variação de temperatura potencial, cisalhamento do vento e os turbilhões em uma Camada Limite Noturna (CLN) ou Camada Limite Estável (CLE), e a variação das mesmas dentro da Camada Residual (CR).	9
2.3 Séries temporais da componente vertical do vento (w).	11
3.1 Mapa das localizações do sítio experimental T3 (GOAmazon 2014/5) e das cidades de Manaus-AM e Manacapuru-AM.	16
3.2 Taxas de precipitação registradas durante o GOAmazon 2014/5 em diferentes meses do ano e considerando diferentes sensores.	27
4.1 Número de ocorrências de convecção profunda em cada um dos 6 intervalos de tempo analisados.	32
4.2 Ciclo diurno do perfil vertical de vento horizontal na CLP obtidos por radar Doppler (LIDAR).	34
4.3 Ciclo diurno do perfil vertical de vento horizontal.	36
4.4 Ciclos diurnos das componentes zonal e meridional do vento.	38
4.5 Ciclos diurnos de perfis verticais de vento.	39
4.6 Perfis verticais médios de vento horizontal para as radiossondagens realizadas às 02h (06Z).	40
4.7 Perfis verticais médios de temperatura potencial para as radiossondagens realizadas às 02h (06Z).	42
4.8 Perfis verticais médios de umidade específica obtidos através de radiossondagens em 4 instantes distintos.	43
4.9 Parâmetro de estabilidade z/L	44
4.10 Ciclos noturnos de variáveis turbulentas para casos com e sem convecção profunda.	46
4.11 Ciclos noturnos de radiação e energia para casos com e sem convecção profunda.	47

4.12 Ciclos noturnos de variáveis registradas pela estação em superfície para casos com e sem convecção profunda.	48
4.13 Ciclos diurnos de CAPE e CIN para casos com e sem convecção profunda.	50
4.14 Ciclo diurno da precipitação.	51
4.15 Mesmo que a Figura 4.2, mas considerando a precipitação.	52
5.1 Precipitação diária no sítio T3 em Manacapuru-AM (mm/dia) para os meses de setembro e outubro 2014.	54
5.2 Precipitação diária (mm/dia) com dados de MERGE (ROZANTE et al., 2010) para duas áreas (“Área 1” e “Área 2”) indicadas na figura, em torno de Manaus-AM, para o intervalo de setembro e outubro de 2014.	56
5.3 Balanço de radiação na superfície (W/m^2).	57
5.4 Fluxos de calor.	58
5.5 Perfis de vento (m/s) entre 1000 e 850 hPa.	59
5.6 Perfis de temperatura potencial equivalente ($^{\circ}C$) entre 1000 e 850 hPa.	60
5.7 Perfis de verticais modelados (níveis verticais entre 1000 e 850 hPa).	61
5.8 Perfis de umidade específica (g/kg) entre 1000 e 850 hPa.	62
5.9 Perfil de umidade relativa entre 1000 e 850 hPa.	63
5.10 Precipitação (mm/dia) simulada pelo modelo BAM, para os casos sem (a) e com (c) convecção profunda.. . . .	64
A.1 Funções de estabilidade de calor (f_h) e de momento (f_m) da parametrização de Bretherton e Park (2009) em função do número de Richardson (Ri).	88

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Critérios de classificação de nuvens.	17
3.2 Número de dias relacionados com convecção profunda.	18
3.3 Períodos com dados de precipitação durante o GOAmazon 2014/5.	26
3.4 Parametrizações utilizadas no modelo BAM-v1.2.	28
4.1 Número de dias que apresentaram convecção profunda independentemente do horário de ocorrência. “NA” representa um mês completo sem dados disponíveis sobre a nebulosidade. Valores com asterisco (*) significam períodos com apenas alguns dados faltantes.	31
B.1 Dias em que foi identificada a presença (“Sim”) ou ausência (“Não”) de convecção profunda (“C. P.”) em 2014, bem como os dias sem dados (“NA”).	91
B.2 Mesmo que a Tabela B.1, porém para o ano de 2015.	93

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO TEÓRICA	7
2.1 Revisão sobre Camada Limite Noturna	7
2.2 A Camada Limite Planetária da Amazônia	12
3 DADOS E METODOLOGIA	15
3.1 Dados observados - GOAmazon 2014/5	15
3.1.1 Nebulosidade	16
3.1.2 Radiossondagens e índices de instabilidade	18
3.1.3 Perfis verticais de vento: Radar Doppler (LIDAR)	20
3.1.4 Variáveis turbulentas em superfície e altura da CLP	21
3.1.5 Variáveis médias em superfície e precipitação	25
3.2 Modelo BAM (<i>Brazilian Global Atmospheric Model</i>)	27
4 RESULTADOS OBSERVACIONAIS	31
4.1 Ciclos diurno da convecção profunda	31
4.2 Ciclo diurno de perfis de vento observados por LIDAR para dias com e sem convecção profunda	33
4.3 Vento zonal e meridional observados por LIDAR	37
4.4 Perfis de vento horizontal observados por LIDAR para as estações seca e chuvosa com e sem convecção profunda	37
4.5 Perfis verticais médios obtidos por radiossondagens	39
4.6 Características médias e turbulentas em superfície	44
4.7 CAPE e CIN	49
4.8 Ciclo diurno da precipitação e a sua relação com a convecção profunda	49
5 ESTUDOS DE CASOS COM E SEM CONVECÇÃO PROFUNDA UTILIZANDO O MODELO GLOBAL DO CPTEC	53
5.1 Escolha do modelo, da área e dos intervalos de simulação	53
5.2 Simulação do ciclo diurno do balanço de radiação e de fluxos de calor sensível e calor latente em superfície	55
5.3 Simulação do ciclo diurno de vento e de temperatura potencial equivalente	57

5.4	Simulação do ciclo diurno de umidade	60
5.4.1	Fluxo de umidade integrada	61
6	CONCLUSÕES	65
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67
	APÊNDICE A - PARAMETRIZAÇÕES DA CLN E DO MODELO	
	GLOBAL BAM.	79
A.1	Parametrizações de Camada Limite Noturna	79
A.2	Parametrização de Camada Limite Úmida do Modelo Global BAM	84
	APÊNDICE B - DATAS IDENTIFICADAS COM CONVECÇÃO	
	PROFUNDA	91

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia compreende uma das maiores áreas de floresta tropical perene do mundo e exerce um papel fundamental no ciclo hidrológico, na distribuição de energia e na circulação atmosférica global (NOBRE et al., 2013; SANTOS et al., 2014; MARTIN et al., 2016). A região Amazônica é caracterizada pela imensa atividade convectiva, apresentando um total anual de precipitação de mais de 2000 mm/ano (ESPINOZA et al., 2009), com mais de 80% deste valor sendo causada por convecção profunda (FU et al., 1999). A intensa atividade convectiva nesta região favorece à liberação de energia na forma de calor latente (DIAS et al., 1983; FIGUEROA et al., 1995, entre outros), afetando a circulação atmosférica, associada ao sistema de Monção da América do Sul (GAN et al., 2009; MARENGO et al., 2012). Muitos esforços já foram feitos para compreender os fatores que favorecem a formação destas nuvens convectivas (GIANGRANDE et al., 2017; MACHADO et al., 2018, entre outros), entretanto existem ainda muitas questões que não foram abordadas. Uma destas é: qual é a relação entre a Camada Limite Noturna e as nuvens convectivas profundas durante o dia? Portanto, o foco deste trabalho tenta responder esta pergunta, em especial na região central da Amazônia.

As nuvens convectivas na Amazônia frequentemente aparecem organizadas como linhas de tempestade ou complexos convectivos de mesoescala, cuja formação depende da estação do ano, da localização geográfica, das condições dinâmicas e termodinâmicas locais (GIANGRANDE et al., 2017) e das condições de circulação de grande escala. Entre as condições locais, temos as interações entre vegetação, radiação, vento e umidade e a evaporação dos rios amazônicos (Amazonas, Negro, Solimões e Tapajós) (SANTOS et al., 2014; FU et al., 1999; MACHADO et al., 2018), que por sua vez estão associadas aos processos de Camada Limite Planetária (CLP). Por outro lado, com relação aos processos de larga escala, pode-se destacar: a circulação da Célula de Hadley (com ramo ascendente durante o verão e outono austral sobre a região); a circulação de Walker; a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); a Zona de Convergência do Atlântico Sul (SCAZ); os sistemas frontais (LI; FU, 2006); as linhas de instabilidade que se originam na costa norte do Brasil, com parte dela sendo propagada para a região central da Amazônia (NOBRE et al., 2013; MACHADO et al., 2018); e as oscilações intrasazonais de Maden e Julian (MAYTA et al., 2019).

Entre os recentes experimentos de campo que contribuíram para responder algumas questões ainda em aberto sobre a atmosfera da bacia Amazônica, pode-se destacar o GOAmazon 2014/5 (Green Ocean Amazon). Este experimento teve como obje-

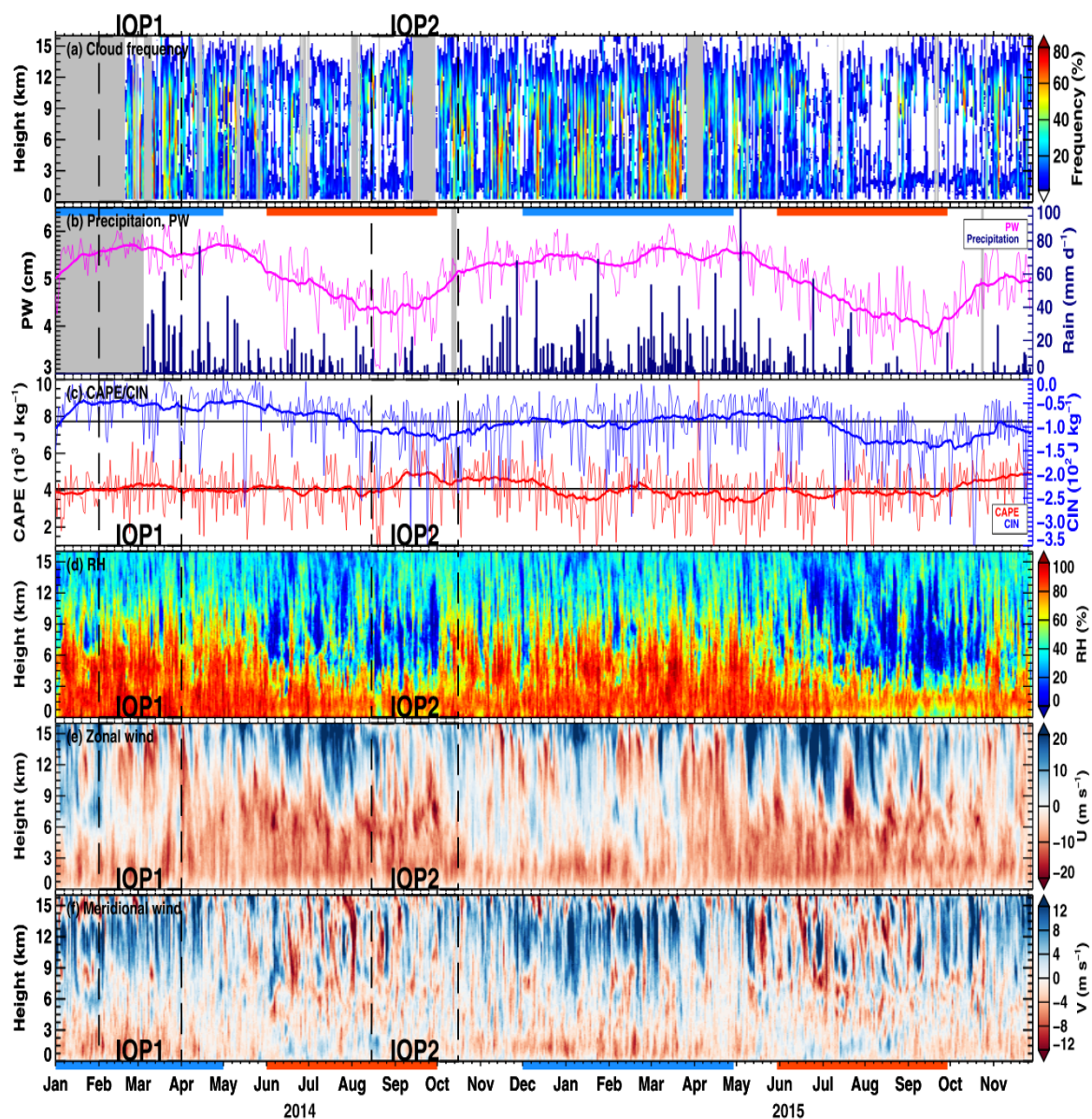
tivo ajudar a quantificar e a entender as complexas interações entre a vegetação, a química da atmosfera, os aerossóis, as nuvens e a precipitação (MARTIN et al., 2016; MARTIN et al., 2017). Vários trabalhos foram publicados relacionados à convecção a partir dos dados deste experimento, podendo-se destacar os de Martin et al. (2016), Giangrande et al. (2017), Zhuang et al. (2017), Machado et al. (2018), Anselmo et al. (2020), Biscaro et al. (2020), entre outros.

No trabalho de Martin et al. (2016) os autores ressaltam que os meses de transição da estação seca para a chuvosa são os meses com a máxima intensidade da convecção na região central da Amazônia. Mas, apesar disso, pouca variação sazonal de CAPE (energia potencial disponível para convecção) foi encontrada. Porém, foram encontradas maiores variações de CIN (inibição convectiva) nas proximidades de Manaus - AM. Embora muitas áreas na Amazônia possuam picos de convecção no fim da tarde, esta pode ocorrer em diferentes horários. Além disso, chuvas fortes podem ocorrer em qualquer hora do dia ou da noite.

Zhuang et al. (2017) e Machado et al. (2018) mostraram que o ciclo diurno da convecção depende da superfície e que pode estar relacionado com a transição entre nuvens rasas e profundas. Os autores observaram que a estação úmida possui mais nuvens rasas antes da mudança para a convecção profunda. Estes ressaltaram, também, que a convecção profunda durante a transição da estação seca para a chuvosa é mais intensa e tem maior extensão vertical, com fortes correntes ascendentes. Giangrande et al. (2017), fez uma ótima revisão do ciclo diurno de precipitação, CAPE, CIN e nebulosidade, usando um conjunto de dados obtidos durante os períodos de operação intensivos (IOP1 e IOP2) do GOAmazon 2014/5 (Figura 1.1), enfatizando a importância da transição de nuvens rasas para profundas no ciclo hidrológico da região.

A Figura 1.2 mostra um exemplo ilustrativo do ciclo diurno deste tipo de nuvens (4 de outubro de 2014), considerando um dia específico do período apresentado na Figura 1.1. Na Figura 1.2d, pode-se ver durante a noite, entre 04 - 10 UTC (00:00 - 06:00 horário local de Manaus - AM (LT)), que aparecem somente nuvens rasas e *cirrus*, sem ocorrência de precipitação. Contudo, depois das 12 UTC (08:00 LT) aparecem nuvens rasas sucedidas por nuvens *congustus* e, após às 14 UTC (10:00 LT), formam-se nuvens profundas (cor amarela). Na Figura 1.2d, pode-se ver que a maior quantidade da precipitação (cor vermelha) acontece durante o ciclo de vida da convecção profunda, e em menor quantidade durante as nuvens *congustus*. Neste exemplo ilustrativo, nota-se que as nuvens convectivas profundas acontecem

Figura 1.1 - Séries temporais obtidas durante o experimento GOAmazon 2014/5.

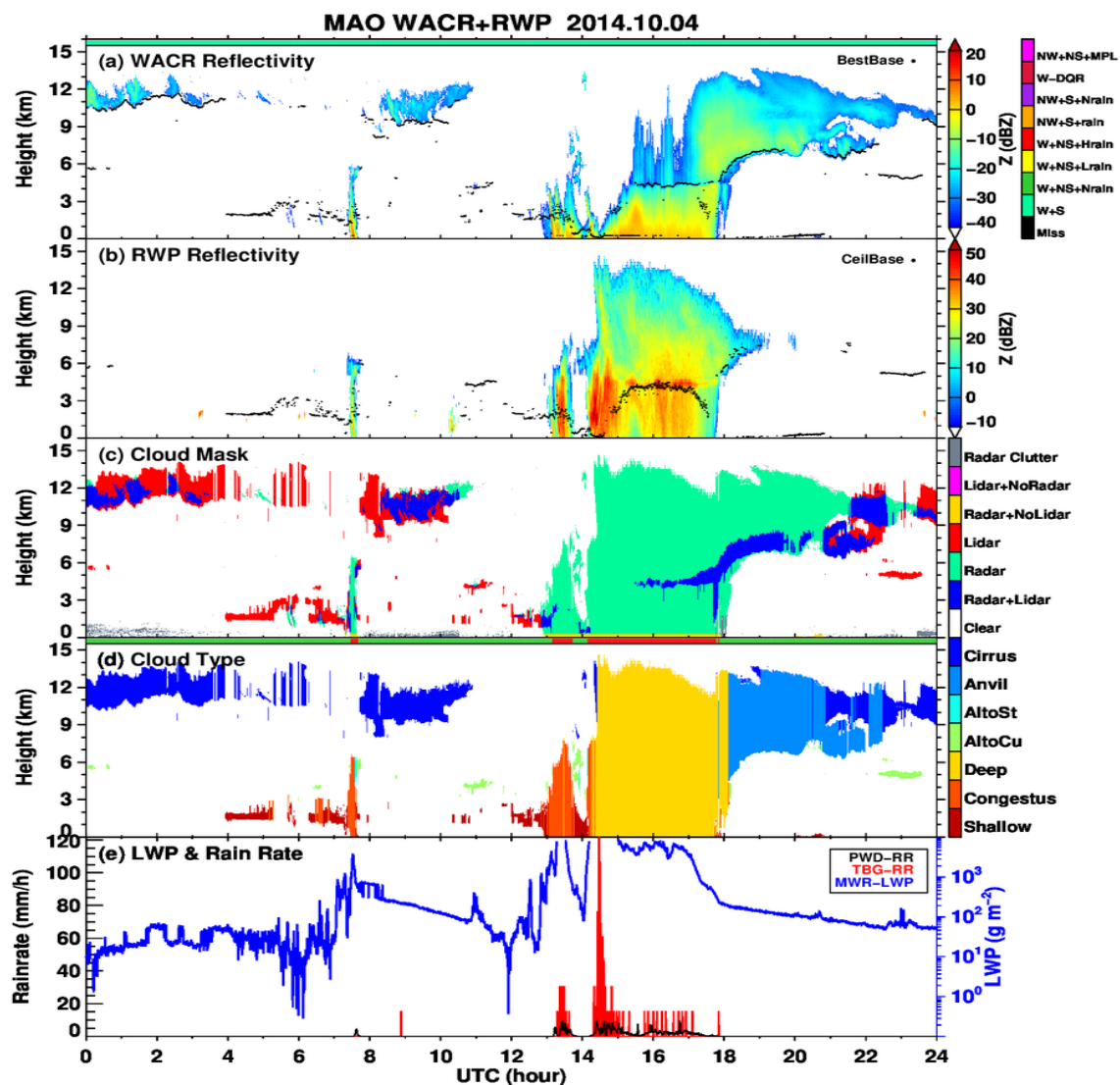


(a) Frequência de nuvens dos dados de WARC-RARSCL-RWP; (b) água precipitável (rosa) e precipitação (azul); (c) CAPE (vermelho) e CIN (azul); (d) umidade relativa; (e) vento zonal; e (f) vento meridional. As regiões cinzas são áreas com ausência de dados, as faixas azuis e vermelhas embaixo do gráfico (d) indicam períodos úmidos e secos, respectivamente. IOP1 e IOP2 são os períodos intensivos de operação 1 e 2, respectivamente, que ocorreram durante o experimento GOAmazon 2014/5.

Fonte: Adaptado de Giangrande et al. (2017).

em torno das 14 - 18 UTC (10:00 - 14:00 LT). Este tipo de informação diária foi utilizado no presente trabalho para determinar os horários que ocorreu a convecção profunda durante GOAmazon 2014/5, explicada em detalhes no Capítulo 3.

Figura 1.2 - Exemplo de imagem (dia 4 de outubro de 2014) utilizada para a determinação de dias com convecção profunda.



(a) representa a refletividade obtida pelo radar WACR; (b) contém a refletividade do radar RWP; (c) ilustra a composição entre os 2 radares, com uma máscara aplicada; (d) mostra a classificação das nuvens (a convecção profunda está em amarelo); (e) apresenta o conteúdo de água líquida (LWP) e a precipitação registradas pelo pluviômetro basculante e pelo *present weather detector* (PWD)

Fonte: Adaptado de Feng e Giangrande (2018).

A diferença do trabalho apresentado aqui para o de [Giangrande et al. \(2017\)](#), que focou no ciclo diurno das nuvens rasas e convectivas, é que no presente estudo se focou na Camada Limite Noturna, principalmente no período entre às 00:00 - 06:00 LT, e a sua relação com a convecção profunda durante o dia. A questão científica, abordada neste trabalho é: existe alguma relação entre a Camada Limite Noturna e a possibilidade de formação de nuvens convectivas durante o dia posterior? Assim, para responder esta pergunta, procurou-se:

- Fazer uma avaliação da frequência da ocorrência das nuvens convectivas profundas durante o ciclo diurno (dividida em 4 períodos durante: 0-7, 8-10, 11-14, 15-17, 18-23 LT, detalhes em metodologia) para os dois anos do experimento GOAmazon 2014/5 (similar ao período apresentado na Figura 1.1), relacionando-as com o ciclo diurno da precipitação;
- Avaliar durante o período 0-6 UTC alguns fatores, tais como: regimes de estabilidade, fluxos turbulentos, intensidade turbulenta da Camada Limite Noturna, CIN, CAPE e umidade noturna, relacionando-as com a ocorrência ou não da convecção profunda diurna;
- Avaliar o perfil vertical (0-1500 m) de vento horizontal na CLN relacionando-os com a ocorrência ou não da convecção profunda diurna. Se existir evidências desta relação, estender esta análise para o ciclo diurno completo;
- Baseado nos resultados anteriores, realizar experimentos de modelagem usando o modelo atmosférico global BAM (*Brazilian Atmospheric Model*), operacional no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), para complementar ou reforçar os resultados observacionais.

O texto deste trabalho está organizado da seguinte forma: no Capítulo 2 são abordados conceitos gerais sobre a Camada Limite Noturna e um resumo de algumas pesquisas realizadas para a região Amazônica; no Capítulo 3 são discutidos os dados e a metodologia usada neste trabalho; no Capítulo 4 são discutidos os resultados observacionais; no Capítulo 5 são apresentados resultados da parte de modelagem; e, finalmente, no Capítulo 6 são apresentadas as discussões e conclusões.

2 REVISÃO TEÓRICA

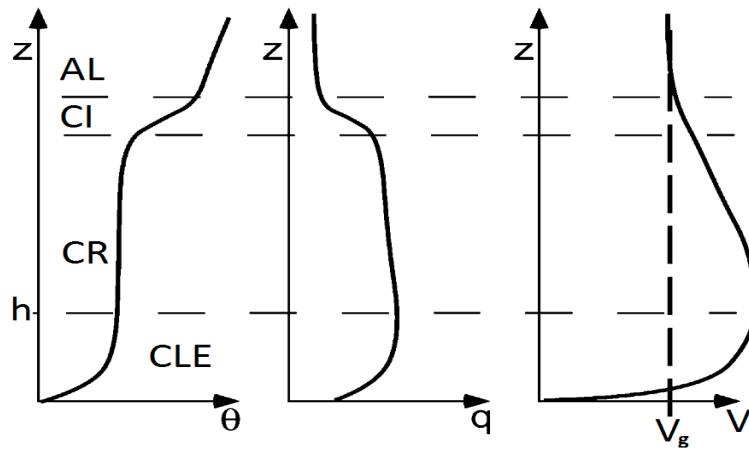
2.1 Revisão sobre Camada Limite Noturna

Apesar da troposfera estender-se do solo até alturas superiores a 10 km, muitas vezes somente a camada mais baixa da troposfera é diretamente modificada pela superfície da Terra. Conforme destacado em [Stull \(1988\)](#) e [Arya \(2001\)](#), costuma-se dividir a troposfera em duas regiões ou camadas: a mais baixa conhecida como Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica, e a superior conhecida como Atmosfera Livre. A CLP possui um pronunciado ciclo diário relacionado com o aquecimento ou resfriamento da superfície pela radiação solar. Assim, após o nascer do Sol, ocorre o aquecimento da atmosfera pela superfície através do fluxo turbulento de energia na forma de calor. Como descrito em [Foken \(2008\)](#), esta CLP diurna é bem turbulenta, bem misturada, limitada superiormente pela zona de entranhamento e é conhecida como Camada Limite Convectiva (CLC).

Quando a superfície é mais fria do que o ar acima, a camada próxima da superfície se torna estavelmente estratificada, e a CLP é então chamada de Camada Limite Estável (CLE). [Cuxart et al. \(2006\)](#) destacam que, apesar da CLE poder se formar durante o dia, quando ar quente é advectado sobre superfícies relativamente mais frias, esta camada geralmente surge durante a noite devido ao resfriamento radiativo da superfície, sendo chamada, então, de Camada Limite Noturna (CLN). A formação desta camada, inicia-se quando CLC começa a desacoplar após o pôr do Sol. Acima da CLN há presente uma estrutura com estratificação térmica neutra, que é remanescente da CLC, chamada por isso de Camada Residual (CR), e limitada superiormente por uma Camada de Inversão (CI) e pela Atmosfera Livre (AL). A [Figura 2.1](#) ilustra os perfis típicos médios observados à noite de temperatura potencial, umidade específica e magnitude do vento.

No perfil de temperatura potencial na [Figura 2.1](#), observa-se que os maiores valores de estabilidade estática dentro da CLN estão localizados próximos da superfície. Com relação a umidade, podem ser observadas diferentes situações durante a noite. Muitas vezes, próximo da superfície, a condensação de vapor da água pode resultar na formação de orvalho ou geada. Nesta situação, os valores de umidade específica próximos do solo se tornam menores do que os valores imediatamente acima. Desta forma, em casos de pouca mistura turbulenta, podem ocorrer fortes gradientes de umidade próximo da superfície ([STULL, 1988](#)). Contudo, dependendo da cobertura de nuvens (ausência delas), do resfriamento da superfície e da mistura turbulenta pode haver a formação de nevoeiro ([DUYNKERKE, 1999](#)).

Figura 2.1 - Perfis típicos médios de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e magnitude do vento (V).



CLE é a Camada Limite Estável (ou CLN), CR é a Camada Residual, CI é a Camada de Inversão, AL é a Atmosfera Livre e h é a altura da CLE.

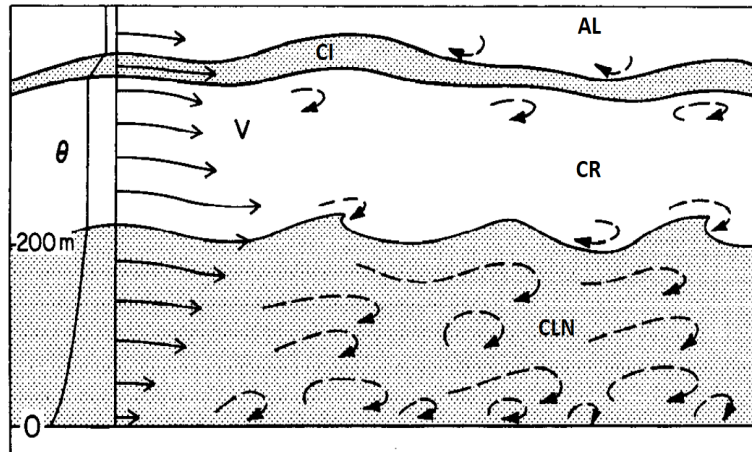
Fonte: Adaptado de [Holtslag e Steeneveld \(2009\)](#).

Os ventos na CLN podem apresentar características bem complexas. Em níveis mais altos, as forçantes sinóticas e de mesoescala se tornam importantes. A magnitude do vento observado pode aumentar com a altura, atingindo um valor máximo próximo do topo da camada. Na região próxima do pico, tipicamente localizado entre 100 m a 500 m acima da superfície, a velocidade do vento muitas vezes é caracterizado por um jato de baixos níveis noturnos ([STULL, 1988](#)). Porém, o perfil vertical do vento geralmente não é estacionário, evoluindo com o tempo no decorrer da noite ([BAAS et al., 2009](#)).

A Figura 2.2 mostra outra forma de representação esquemática de uma CLN típica com uma altura de 200 m. Caracterizada por aumento da temperatura potencial e velocidade do vento com altura, com forte cisalhamento até o topo da CLN (no exemplo entorno de 200 m). Logo, acima da CLN, na região chamado de Camada Residual (entre o topo da CLN e a atmosfera livre), a temperatura potencial e a velocidade do vento são quase constantes até a região de entranhamento onde ocorre uma inversão forte da temperatura potencial.

Em noites muito estáveis e com ausência de nebulosidade, a geração mecânica de turbulência (devido a interação do vento com superfície) pode ser equilibrada pela

Figura 2.2 - Representação esquemática da variação de temperatura potencial, cisalhamento do vento e os turbilhões em uma Camada Limite Noturna (CLN) ou Camada Limite Estável (CLE), e a variação das mesmas dentro da Camada Residual (CR).



Fonte: Adaptado de Wyngaard (1992).

destruição de turbulência devido à estratificação térmica. Em outras palavras, a estratificação tende a suprimir a turbulência. Conseqüentemente, o escoamento na CLP pode ocorrer através de uma alternância entre períodos calmos, sem turbulência ou com turbulência de baixa intensidade, e períodos com turbulência bem desenvolvida, fenômeno conhecido como intermitência (MAHRT, 1999). Além disso, quando há pouca produção mecânica de turbulência pelos ventos de larga escala, o ar próximo da superfície tende a desacoplar dos níveis superiores, fazendo com que processos locais predominem e aumentem a variabilidade espacial de escalares (MCNIDER et al., 1995; MAHRT et al., 1998; COSTA et al., 2011; ACEVEDO et al., 2012; ACEVEDO et al., 2016).

Uma boa maneira de se entender a interação entre os diferentes processos físicos na CLN é analisando a Energia Cinética Turbulenta (ECT). O conceito de ECT provém da definição de energia cinética total do escoamento, a qual é particionada em uma parte associada ao vento médio (Energia Cinética Média) e em uma parte associada à turbulência (ECT). Para realizar isso, conforme descrito em Stull (1988), Holton e Hakim (2013) e Stensrud (2011), pode-se utilizar o conceito da decomposição de variáveis em média de Reynolds. Por exemplo, considerando uma variável genérica A , esta pode ser separada em uma componente média (\bar{A}) e uma componente

“perturbada” (A') da seguinte maneira:

$$A = \bar{A} + A' \quad (2.1)$$

Assim, utilizando a decomposição em média de Reynolds para as componentes zonal, meridional e vertical do vento, pode-se definir a ECT como visto em [Stull \(1988\)](#):

$$\frac{ECT}{m} \equiv \bar{e} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}), \quad (2.2)$$

onde \bar{e} é ECT por unidade de massa (m) e $\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$ e $\overline{w'^2}$ são as variâncias das componentes zonal, meridional e vertical da velocidade do vento, respectivamente.

Ao se escrever uma equação prognóstica para a ECT a partir da definição anterior, pode-se chegar na equação vista em [Cuxart et al. \(2006\)](#) e [Acevedo et al. \(2012\)](#):

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_I = - \underbrace{\overline{u'w'}}_{II} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \underbrace{\overline{v'w'}}_{III} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \underbrace{\frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'_v})}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{w'e} + \frac{\overline{p'w'}}{\bar{\rho}} \right)}_V - \underbrace{\varepsilon}_{VI} \quad (2.3)$$

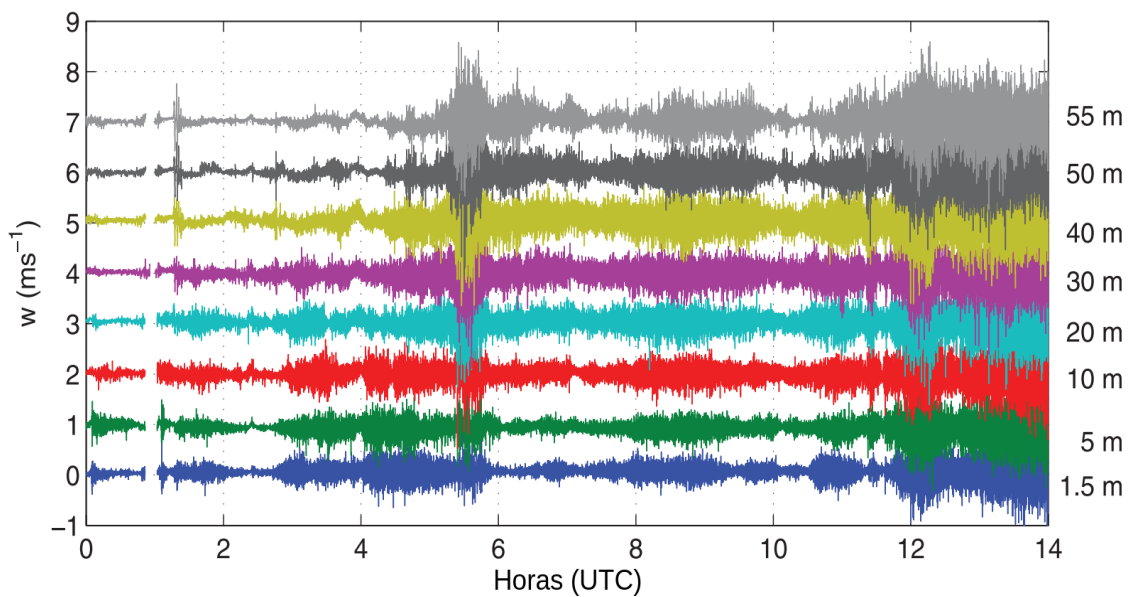
onde $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$ são as componentes do fluxo cinemático turbulento de momento, $\overline{w'e}$ é o fluxo vertical turbulento de energia cinética, $\overline{p'w'}$ é a correlação de pressão, \bar{u} e \bar{v} são respectivamente as componentes médias do vento na direção zonal e meridional, ε é a dissipação viscosa de turbulência e $\bar{\rho}$ é a densidade média do ar (2.3) representam:

- I : a variação temporal local da energia cinética turbulenta;
- II e III : produção de ECT por cisalhamento de vento;
- IV : produção ou destruição térmica da turbulência;
- V : transporte vertical turbulento;
- VI : dissipação viscosa da turbulência.

Durante o dia, o aquecimento da superfície favorece a geração de termas de ar quente que se elevam dentro da CLP a partir do solo, contribuindo na geração da turbulência. Logo, durante este período, o termo IV na equação (2.3) caracteriza-se como sendo de produção térmica de turbulência, contribuindo no crescimento

da CLC juntamente com os termos de produção mecânica pelo cisalhamento do vento (termos *II* e *III*). Porém, durante a noite, devido a estabilização térmica da camada, o termo *IV* contribui para a destruição de turbulência. Conseqüentemente, na CLN a geração de turbulência ocorre quase que exclusivamente pela produção mecânica do vento. Este fato faz com que ocorra uma competição entre a destruição térmica e a produção mecânica de turbulência. Desta forma, diferentes regimes de escoamento surgem durante a noite dependendo da estabilidade térmica e de suas características físicas. Atualmente a CLE tem sido dividida em dois diferentes regimes: a camada fracamente estável e a camada muito estável (MAHRT et al., 1998; SUN et al., 2012; ACEVEDO et al., 2016; COSTA et al., 2020).

Figura 2.3 - Séries temporais da componente vertical do vento (w).



Séries obtidas no experimento CASES 99, durante um mesmo intervalo de tempo (06/10/99), a partir de 8 diferentes anemômetros sônicos, localizados em diferentes alturas de uma mesma torre de 60 m de altura.

Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012).

A camada muito estável ocorre em céu claro, com ventos fracos e com forte resfriamento radiativo da superfície. Nestas situações, muitas vezes, o escoamento próximo da superfície se desacopla do escoamento mais acima e a turbulência acaba se tornando intermitente (MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999). Um exemplo de escoamento

pode ser visualizado na Figura 2.3, onde estão esboçadas as séries temporais da componente vertical do vento obtidas de 8 diferentes anemômetros sônicos, localizados em diferentes alturas de uma mesma torre de 60 m de altura, registradas durante um mesmo período durante o experimento CASES 99 (*Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study in 1999*). Observa-se nesta figura a alternância entre períodos com ventos calmos e mais fortes.

Por sua vez, no regime fracamente estável o vento normalmente é significativo, a turbulência ocorre de maneira mais ou menos contínua, podendo haver cobertura de nuvens e o resfriamento da superfície ocorre de maneira relativamente mais lenta (MAHRT et al., 1998; ACEVEDO et al., 2016). Além disso, nesta camada os gradientes verticais das quantidades médias são menores do que nos casos de forte estabilidade (COSTA et al., 2020).

Informações adicionais sobre conceitos físicos relacionados à Camada Limite Noturna e sobre a sua parametrização nos modelos numéricos podem ser encontradas no Apêndice A.1.

2.2 A Camada Limite Planetária da Amazônia

A estrutura da CLP depende da temperatura da superfície adjacente, da quantidade de água evaporada por esta superfície e das condições atmosféricas acima da camada. Na Amazônia, em áreas florestadas e com grande quantidade de água armazenada no solo, boa parte da radiação solar é utilizada para a evaporação e convertida em calor latente. Desta forma, a altura da CLC e a altura da base das nuvens é relativamente baixa, atingindo cerca de 1000 m na estação chuvosa, e não aumentando muito durante a estação seca. Por outro lado, em áreas da Bacia Amazônica mais desflorestadas e com pastagens, a CLC pode atingir alturas de cerca de 2000 m na estação seca, havendo maiores diferenças entre as estações (FISCH et al., 2004; BETTS et al., 2013; MACHADO et al., 2018). Recentemente, (CARNEIRO; FISCH, 2020) estudou a CLC através de um modelo de *Large Eddy Simulation* (LES) e utilizando dados do GOAmazon 2014/5, encontrou que a CLC ficou bem estabelecida durante às 11:00 - 16:00 (LT) e seu decaimento ocorreu durante às 17:00-18:00 (LT).

Durante a estação chuvosa, a nebulosidade rasa reduz a radiação solar que atinge a superfície, fazendo com que a temperatura não aumente tanto na CLC, assim como a altura desta camada. Isto faz com que o nível de convecção espontânea (NCE) diminua, disparando a transição para uma convecção profunda, porém menos intensa. Além disso, esta situação faz com a convecção ocorra mais cedo e dure mais.

Esta CLC mais rasa diminui o entranhamento de ar seco da Atmosfera Livre. Assim, a CLC fica mais úmida e com menor CIN (ZHUANG et al., 2017).

Durante o inverno austral, a subsidência promove o transporte do ar mais seco da atmosfera livre para dentro da CLP, o que promove a redução da umidade atmosférica próxima à superfície e a diminuição da nebulosidade (BETTS et al., 2013; SANTOS et al., 2014). Logo, o resfriamento radiativo noturno é mais intenso e, consequentemente, a CLN é mais estável durante a estação seca. Além disso, é mais fácil definir a altura da CLN nesta estação. Pois, a inversão de temperatura em superfície é maior e a da Camada Residual acima está mais próxima da adiabática seca (temperatura potencial aproximadamente constante) (BETTS et al., 2013; ZHUANG et al., 2017).

Diferenças na altura da CLN também podem ser observadas em diferentes superfícies, sendo esta 30% mais profunda em áreas florestadas e crescendo cerca de 1 h antes, em relação a pastagem. Os valores típicos da altura desta camada, durante a estação seca, ficam em torno de 420 m (± 84 m) sobre as florestas e de cerca 320 m (± 46 m) sobre pastagens. Por outro lado, durante a estação chuvosa, a altura é mais similar entre as áreas, ficando em torno dos 240 m (BETTS et al., 2013).

Durante a noite é comum a ocorrência dos jatos de baixos níveis noturnos, tanto nas áreas mais a sudoeste da Amazônia como nas mais a leste da Bacia Amazônica (ACEVEDO et al., 2004; COHEN et al., 2006; BETTS et al., 2013). Sobre o estado de Rondônia, localizado no sudoeste da Amazônia, foram observados jatos noturnos com cerca de $7,6 \text{ m s}^{-1}$ ($\pm 1,9 \text{ m s}^{-1}$) em áreas florestadas e de pastagem. Contudo, em comparação com a estação chuvosa, o jato estava localizado em altitudes menores durante a estação seca (BETTS et al., 2013). Recente trabalho de Anselmo et al. (2020), descreve sobre a existência dos jatos de baixo níveis durante os meses de março-abril-maio de 2014 e 2015, e sugere que o avanço destes ventos através da Amazônia tem impacto na formação da atividade convectiva.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados observados - GOAmazon 2014/5

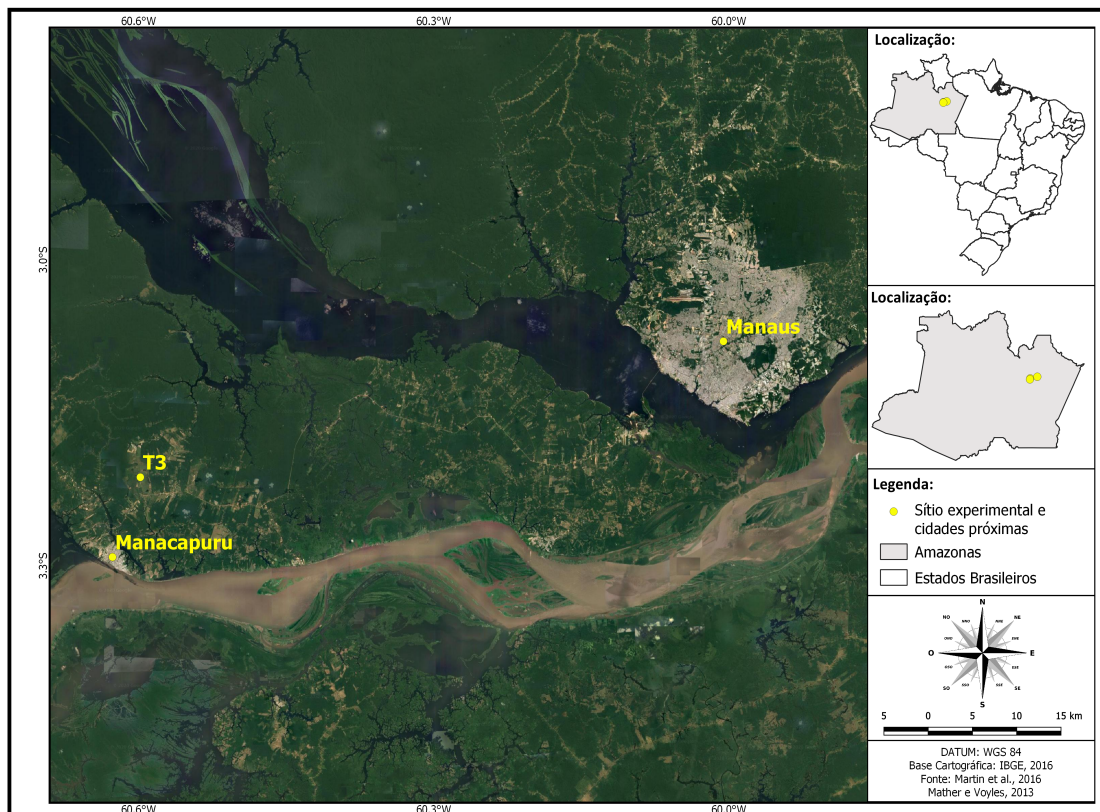
Para este trabalho foram utilizados dados observados durante o experimento *Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon* (GOAmazon 2014/5), que ocorreu no município de Manaus, localizado no Estado do Amazonas, e nos seus arredores. Nesta campanha foram utilizados vários instrumentos e um grande conjunto de dados foi obtido durante 2 anos de registros, de 1º de janeiro de 2014 até 31 de dezembro de 2015. Além disto, durante o GOAmazon 2014/5 ocorreram dois períodos de operação intensiva, que envolveram mais pessoas, instrumentos e observações. Estes períodos foram denominados como IOP1 e IOP2, a partir da terminologia em língua inglesa (*Intensive Operating Periods*). O IOP1 ocorreu de 1º de fevereiro até 31 de março de 2014, durante a estação chuvosa. Por sua vez, o IOP2 ocorreu de 15 de agosto até 15 de outubro de 2014, durante a estação seca (MARTIN et al., 2016).

Martin et al. (2016) destaca que Manaus está localizada no centro da Bacia Amazônica e em uma excelente posição para estudos científicos. Os dados utilizados no presente trabalho foram obtidos na estação conhecida como T3, localizada em -3.1392° (latitude) e -60.5987° (longitude), distante cerca de 10 km da cidade de Manacapuru-AM, à nordeste desta, e a 70 km ao oeste de Manaus (Figura 3.1). Este sítio é caracterizado por ser uma área de pastagem de 5 km² de área. A razão da escolha pela utilização destes dados se justifica no fato de este ter sido o sítio experimental, entre as 9 estações de pesquisa do GOAmazon 2014/5, equipado com o maior número de instrumentos durante a campanha (MARTIN et al., 2016). Pois, neste local foram registradas diversas informações meteorológicas em superfície (precipitação, temperatura, vento, umidade, radiação, turbulência, etc.), bem como informações dos perfis verticais da atmosfera obtidas de radiossondagens e de radar, além de variáveis do solo.

Boa parte dos instrumentos utilizados durante a campanha pertenciam ao *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) *Climate Research Facility*, vinculado ao Departamento de Energia dos Estados Unidos da América. Esta instituição contribuiu com duas instalações móveis equipadas com diferentes conjuntos de instrumentos e identificadas como: *ARM Mobile Facility One* (AMF-1) e *ARM Mobile Aerosol Observing System* (MAOS) (MARTIN et al., 2016; MATHER; VOYLES, 2013). Além destes equipamentos disponibilizados pelo ARM para a campanha, universidades também contribuíram com outros 4 conjuntos de instrumentos durante os dois IOPs (MARTIN et al., 2016). A seguir serão descritos com maiores detalhes os diferentes

conjuntos de dados observados utilizados para a realização do presente trabalho e também as respectivas variáveis derivadas destes conjuntos.

Figura 3.1 - Mapa das localizações do sítio experimental T3 (GOAmazon 2014/5) e das cidades de Manaus-AM e Manacapuru-AM.



Fonte: Mapa elaborado, como cortesia, por Paulo Gamero.

3.1.1 Nebulosidade

Para verificar a influência da CLN na convecção profunda diurna, viu-se a necessidade de identificar os dias que apresentaram este tipo de nebulosidade e, também, em que horário ocorreram. Para isto foram analisadas imagens produzidas por [Feng e Giangrande \(2018\)](#), que foram criadas a partir de uma composição de diferentes medições realizadas durante o GOAmazon 2014/5 (Figura 1.2). Estas medições foram obtidas através de dados calibrados de refletividade dos radares RWP (*Radar Wind Profiler*) e WACR-ARSCL (*W-band ARM Cloud Radar (WACR) ARSCL*)

Tabela 3.1 - Critérios de classificação de nuvens.

Tipo de nuvem	Altura da base da nuvem	Altura do topo da nuvem	Espessura da nuvem
Rasa (<i>Shallow</i>)	< 3 km	< 3 km	Sem restrição
<i>Congestus</i>	< 3 km	3-8 km	≥ 1.5 km
Convecção profunda (<i>Deep convection</i>)	< 3 km	> 8 km	≥ 5 km
<i>Alto cumulus</i>	3-8 km	3-8 km	< 1.5 km
<i>Altostratus</i>	3-8 km	3-8 km	≥ 1.5 km
<i>Cirrostratus/anvil</i>	3-8 km	> 8 km	≥ 1.5 km
<i>Cirrus</i>	> 8 km	> 8 km	Sem restrição

Fonte: Adaptado de Feng e Giangrande (2018).

instalados no sítio T3.

Têm-se registros de nebulosidade, obtidos na campanha, de 19/02/2014 até 30/11/2015. Para este período, Feng e Giangrande (2018) classificaram as nuvens em 7 diferentes tipos, utilizando os critérios que estão resumidos na Tabela 3.1. Assim, a partir desta classificação juntamente com as imagens produzidas, pôde-se determinar diferentes intervalos de ocorrência de casos observados de convecção profunda. Estas nuvens foram divididas nos seguintes intervalos de ocorrência (fuso horário de Manacapuru-AM (LT) é GMT-4): 00-07, 08-10, 11-14, 15-17, 18-19, 20-23 (LT).

Estes dados de nebulosidade foram cruzados com informações sobre perfis verticais obtidos por radiossondagens e por Radar Doppler (LIDAR), bem como com dados de superfície de variáveis médias e turbulentas. Mas, como cada conjunto de dados teve um diferente intervalo amostral (ver Seções 3.1.2 e 3.1.3), com datas de início e fim diferentes, diferentes números de dias envolveram cada cruzamento de informações. Considerando os perfis verticais, como pode ser visualizado na Tabela 3.2, no total 555 dias de nebulosidade estiveram contidos no período com dados de LIDAR e 650 dias no período com dados de radiossondagens, com 17 dias de falhas (falta de dados de nebulosidade) em cada um dos intervalos amostrados.

Tabela 3.2 - Número de dias relacionados com convecção profunda.

Casos	Radar Doppler (LIDAR) 19/02/2014 - 27/08/2015	Radiossondagens 19/02/2014 - 27/11/2015
Dias com convecção profunda	251	274
Dias sem convecção profunda	288	359
Dias com convecção profunda na madrugada (00:00 - 07:00 LT)	78	84
Dias com convecção profunda, mas sem na madrugada	173	190
Dias sem dados de nebulosidade	17	17
Total	556	650

Fonte: Produção do autor.

3.1.2 Radiossondagens e índices de instabilidade

No presente trabalho, um dos conjuntos utilizados para obter o perfil vertical da atmosfera foi obtido de radiossondagens realizadas na estação T3 (HOLDRIDGE *et al.*, 2017). As radiossondagens foram realizadas durante quase todo período da campanha, de 1º de janeiro de 2014 até 30 de novembro de 2015, nos horários das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z, ou seja, às 20:00, 02:00, 08:00 e 14:00 no horário local (GMT-4). Além disso, durante o IOP1 e o IOP2, foram realizadas radiossondagens adicionais às 15Z (11:00 LT).

Foram desconsideradas radiossondagens que apresentaram problemas durante o período analisado, seja por falta de medição ou, então, por não terem atingindo uma altura mínima de 15000 m ou, ainda, por apresentarem mais da metade das medições com valores que não passaram no controle de qualidade realizado e disponibilizado pelo ARM. Estes valores com informações duvidosas ou incorretas foram rotulados como valores NaN, do inglês “*not a number*”.

As variáveis atmosféricas registradas e disponibilizadas foram: pressão atmosférica (p), temperatura do ar (T), temperatura do ponto de orvalho (T_d), umidade relativa (r_h) e intensidade, direção e componentes horizontais do vento (V , V_{dir} , u e v , respectivamente). A partir deste conjunto foi calculada, também, a umidade específica (q), utilizando a seguinte equação (DINIZ, 2006):

$$q = \frac{0.622p_e}{p - 0.378p_e} \quad (3.1)$$

onde, p_e é a pressão do vapor, dada por:

$$p_e = \frac{p_{es}r_h}{100} \quad (3.2)$$

Para obter a pressão do vapor de saturação (p_{es}), foi utilizada a equação dada por Huang (2018):

$$\begin{cases} p_{es} = \frac{e^{(43.494 - \frac{6545.8}{(t_c + 278)})}}{(t_c + 868)^2}, & \text{se } t_c \leq 0 \\ p_{es} = \frac{e^{(34.494 - \frac{4924.99}{(t_c + 237.1)})}}{(t_c + 105)^{1.57}}, & \text{se } t_c > 0 \end{cases} \quad (3.3)$$

A partir do conjunto de variáveis independentes registradas, foram calculados CAPE e CIN, considerando uma parcela levantada em superfície, bem como os níveis necessários para calcular estes valores Nascimento (2005), Diniz (2006) e Dupilka e Reuter (2006):

- Nível de convecção espontânea (NCE) - Nível onde uma parcela de ar elevada, adiabaticamente seca, até o ponto onde ocorre a saturação, e elevada adiabaticamente saturada, posteriormente, torna-se mais quente que o ar ambiente;
- Nível de equilíbrio (NEL) - Nível onde a temperatura de uma parcela de ar em ascensão se torna novamente igual à temperatura do ambiente;
- Energia potencial disponível para convecção (CAPE) - Definida pela equação:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_v(z) - \overline{\theta_v(z)}}{\overline{\theta_v(z)}} dz \quad (3.4)$$

- Se $1000 \leq \text{CAPE} \leq 2500$ J/kg, têm-se valores elevados de energia para convecção,
 - Se $2500 \leq \text{CAPE} \leq 4000$ J/kg, indicam instabilidade acentuada,
 - Se $\text{CAPE} \geq 4000$ J/kg, indicam instabilidade extrema;
- Inibição convectiva (CIN):

$$\text{CIN} = g \int_{p_{sf}}^{\text{NCE}} \frac{\theta_v(z) - \overline{\theta_v(z)}}{\overline{\theta_v(z)}} dz \quad (3.5)$$

- Se $\text{CIN} = 0$, não há inibição convectiva,
- Para $\text{CIN} \geq 100$ J/kg, têm-se valores altos de inibição convectiva;

Nas equações anteriores $\theta_v(z)$ é a temperatura potencial virtual da parcela de ar ascendente, $\overline{\theta_v(z)}$ é a temperatura potencial virtual do ambiente, e p_{sf} é a pressão em superfície.

Índices de instabilidade sintetizam importantes informações dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera que estão relacionadas à convecção e, conseqüentemente, ao desenvolvimento da nebulosidade e à ocorrência de precipitação (NASCIMENTO, 2005; DIAS, 2000). Por exemplo, um CAPE alto com CIN baixo, indicam condições termodinâmicas mais favoráveis para a geração de convecção mais profunda (ZHUANG et al., 2017). Contudo, como destacado por Hallak e Pereira Filho (2012), estes índices não são adequados como variáveis prognósticas, mas podem ser utilizados como variáveis diagnósticas do estado de estabilidade atmosférica num intervalo de tempo próximo ao horário em que as variáveis independentes foram obtidas. Além disso, conforme Nascimento (2005) o cálculo de CAPE e CIN, são sensíveis à escolha da parcela de ar ascendente. Portanto, diferentes valores podem ser encontrados dependendo da parcela escolhida. Este trabalho se focará na média dos índices observados e nos seus ciclos noturnos, bem como a sua relação com a estabilidade na CLP.

3.1.3 Perfis verticais de vento: Radar Doppler (LIDAR)

Para o diagnóstico de perfis verticais de vento na CLP, além de dados de radiossondagens, foram utilizadas medições de radar Doppler (LIDAR) (ZHANG; RIIHIMAKI, 2014). O LIDAR emite pulsos de energia eletromagnética para atmosfera, com comprimento de onda na faixa do infravermelho ($1,5 \mu\text{m}$). Esta energia é espalhada de volta e medida pelo instrumento que, a partir do atraso de tempo entre cada pulso e da mudança de frequência da radiação retroespalhada por aerossóis, obtém

a velocidade do vento (NEWSOM et al., 2015).

Como a quantidade de aerossóis decai rapidamente acima da CLP, o sinal da energia retroespalhada diminui em níveis mais elevados da atmosfera. Assim, são obtidos dados com qualidade até no máximo 2 ou 3 km acima do solo. Por esta razão, para este trabalho, foram utilizados somente dados até 1.5 km. No conjunto de dados disponibilizado pelo ARM, o primeiro nível de medição acima do solo estava localizado em ≈ 90.93 m com uma resolução vertical (distância entre cada nível) de aproximadamente 26 m e com uma resolução temporal de cerca de 15 min.

Durante o GOAmazon 2014/5 foram registrados dados de LIDAR de 31 de janeiro de 2014 até 27 de agosto de 2015, com alguns poucos períodos com dados faltantes. A preferência pela escolha do conjunto de dados registrados por este instrumento em relação aos obtidos pelo RWP (*Radar Wind Profiler*) ou pelo SODAR (*Sonic Detection and Ranging*), também disponibilizados pelo ARM para esta campanha, foi devido a fatores como: altitudes mínimas e máximas registradas, resolução vertical e temporal e períodos disponíveis.

Juntamente com os dados de LIDAR, foram incluídos no conjunto (disponibilizado pelo ARM) informações de velocidade e direção de vento obtidos pela estação meteorológica em superfície, que havia sido instalada no mesmo sítio experimental. Em vista disso, no presente trabalho, os dados registrados pelo anemômetro em 10 m de altura acima do solo foram combinados com os de LIDAR para auxiliar na análise das características de vento na CLP. Maiores detalhes sobre os dados da estação em superfície serão abordados na Seção 3.1.5.

3.1.4 Variáveis turbulentas em superfície e altura da CLP

As variáveis turbulentas obtidas em superfície foram registradas a partir de um sistema composto por um anemômetro sônico (3D) e por um analisador de gases infravermelho de caminho aberto (IRGA, *infrared gas analyser*), modelo LI-7500, desenvolvido pela *LI-COR Environmental*. Este sistema, denominado ECOR (*eddy correlation flux measurement system*), também fez parte da instalação móvel AMF-1, pertencente ao ARM (XIE; COOK, 2014). A instituição disponibilizou um conjunto de variáveis, obtido durante o GOAmazon 2014/5 e processado utilizando médias móveis de 30 min. Mas, como as escalas de comprimento e de tempo da turbulência em camadas estáveis, como a CLN, são pequenas quando comparadas com camadas neutras ou instáveis (ACEVEDO; MAHRT, 2010), considerou-se importante recalcular as variáveis turbulentas noturnas utilizando dados brutos e médias móveis de 1 min.

Contudo, para os períodos diurnos optou-se por manter os dados processados com médias de 30 min.

Os dados de turbulência foram coletados em único nível, a 3 m de altura, com uma frequência de 10 Hz, iniciando em 7 de abril de 2014 e terminando em 1º de dezembro de 2015. Contudo, ocorreu um período de falhas (sem registros) de cerca de 2 meses, do dia 18 de janeiro de 2015 ao dia 27 de março de 2015. Além disso, nos dados brutos haviam informações válidas de umidade somente a partir do dia 21 de maio de 2014. Do conjunto de variáveis registradas pelo anemômetro sônico, foram utilizadas a velocidade do som (m/s) e as componentes vertical, zonal e meridional do vento (m/s). Com relação aos dados registrados pelo IRGA, foram utilizadas a temperatura do ar t_{irga} (em °C), a concentração do vapor d'água (ρ_m em mmol m⁻³) e a pressão atmosférica (p em kPa).

Identificou-se nos dados brutos que, apesar dos dados do IRGA estarem com uma frequência de 10 Hz, as flutuações de temperatura registradas por este instrumento estavam atenuadas. Algo similar ao que foi descrito por [Markwitz e Siebicke \(2019\)](#), que identificaram que os dados de temperatura de alta frequência registrados pelo termo-higrômetro eram atenuados pelo baixo tempo de resposta destas medidas. Logo, para calcular os fluxos turbulentos noturnos utilizou-se a temperatura derivada a partir da velocidade do som (V_{som}) no ar registrada pelo anemômetro sônico. Assim, seguindo [Richiardone et al. \(2012\)](#) e [Kaimal e Gaynor \(1991\)](#), tem-se que:

$$T_s = \frac{V_{som}^2}{\gamma_d R_d} \approx \frac{V_{som}^2}{403} \quad (3.6)$$

onde T_s é a temperatura calculada (em K) a partir do anemômetro sônico, γ_d é a razão entre o calor específico a pressão e a volume constantes. Contudo, a temperatura estimada a partir da velocidade do som é diferente da temperatura do ar, devido à influência da umidade nos registros. Desta forma, foi calculada a umidade específica noturna (q), em kg/kg, utilizando a Equação 3.1 ([DINIZ, 2006](#); [RICHIARDONE et al., 2012](#); [REBMANN et al., 2012](#)), transformando a unidade de pressão de kPa, registrada pelo IRGA, para Pa. Mas, para estimar a pressão do vapor d'água (p_e) dos dados turbulentos, diferentemente da equação utilizada nos dados de radiossondagens (Equação 3.2), utilizou-se a densidade molar (ρ_m), com a unidade transformada de mmol m⁻³ para mol m⁻³, a partir da seguinte equação ([HAM, 2015](#)):

$$p_e = \rho_m R (t_{irga} + 273.15) \quad (3.7)$$

$R = 8.314472 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ é a constante universal dos gases.

Portanto, para obter a temperatura do ar (T) noturna corrigida a partir da temperatura do anemômetro sônico (T_s), utilizou-se a seguinte relação (SCHOTANUS et al., 1983; RICHIARDONE et al., 2012; BURBA, 2013):

$$T = \frac{T_s}{1 + 0.51q} \quad (3.8)$$

Para estimar os fluxos turbulentos próximos a superfície foi utilizado o método da covariância dos vórtices turbulentos (*eddy covariance*). Contudo, para evitar erros metodológicos no cálculo dos fluxos, foi necessário realizar uma rotação dupla do eixo de coordenadas (KAIMAL; FINNIGAN, 1994; RANNIK et al., 2020). Desta forma, na primeira rotação o eixo x foi direcionado na mesma direção do vento médio ($\bar{v} = 0$) (KAIMAL; FINNIGAN, 1994):

$$u_2 = u_1 \cos(\psi_1) + v_1 \sin(\psi_1) \quad (3.9)$$

$$v_2 = -u_1 \sin(\psi_1) + v_1 \cos(\psi_1) \quad (3.10)$$

$$w_2 = w_1 \quad (3.11)$$

onde u_1 , v_1 e w_1 são as componentes do vento antes da rotação, u_2 , v_2 e w_2 são as componentes após a rotação, e $\psi_1 = \arctan(\bar{v}_1/\bar{u}_1)$. Por sua vez, a segunda rotação foi realizada de maneira que a média da componente vertical fosse igual a zero ($\bar{w} = 0$):

$$u_3 = u_2 \cos(\psi_2) + w_2 \sin(\psi_2) \quad (3.12)$$

$$v_3 = v_2 \quad (3.13)$$

$$w_3 = -u_2 \sin(\psi_2) + w_2 \cos(\psi_2) \quad (3.14)$$

onde u_3 , v_3 e w_3 são as componentes do vento após a segunda rotação e $\psi_2 = \arctan(\bar{w}_2/\bar{u}_2)$. Além de ter sido utilizada no cálculo dos fluxos cinemáticos turbulentos, a técnica de rotação dupla foi aplicada na obtenção das variâncias das componentes do vento ($\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$ e $\overline{w'^2}$), da ECT ($\bar{\epsilon}$), da velocidade de fricção (u_*), do comprimento de Obukhov (L) e do parâmetro de estabilidade z/L . É importante ressaltar, que apesar do número de Richardson ser um parâmetro mais adequado para análise dos regimes de estabilidade na CLN, o seu cálculo utilizando dados deste local não foi possível. Pois, para obter este parâmetro diretamente seria necessário

conhecer a temperatura e o vento em dois diferentes níveis. Poderia-se utilizar a temperatura do solo registradas durante a campanha neste sítio e assumir que o vento é igual a zero na superfície. Porém, os dados de temperatura do solo disponíveis eram médias dos primeiros 5 cm do solo. Como a temperatura do solo muda rapidamente nos primeiros centímetros, estes dados não representariam adequadamente a "temperatura de pele".

A velocidade de fricção foi calculada como em [Stull \(1988\)](#):

$$u_* = (\overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2})^{1/4} \quad (3.15)$$

Considerando a temperatura potencial virtual (θ_v) aproximadamente igual a temperatura virtual (T_v) próximo à superfície, pode-se calcular o comprimento de Obukhov a partir da seguinte equação ([RADIC' et al., 2017](#)):

$$L = -\frac{\overline{T_v} u_*^3}{\kappa g \overline{w'T'_v}} \quad (3.16)$$

A temperatura virtual foi aproximada por:

$$T_v = T(1 + 0.61q) . \quad (3.17)$$

A densidade média do ar úmido $\bar{\rho}$ foi calculada a partir da Lei dos Gases Ideais (Equação [A.14](#)), convertendo a unidade de pressão registrada pelo IRGA de kPa para Pa. Com relação a ECT, utilizou-se a Equação [2.2](#). Para estimar o fluxo de momento total (noturno) utilizou-se:

$$F_m = \bar{\rho} u_*^2 \quad (3.18)$$

Finalmente, para obter os fluxos de energia na forma de calor sensível (F_s) e latente (F_l) (noturnos), foram aplicadas as seguintes equações:

$$F_s = \bar{\rho} c_p \overline{w'T'_v} \quad (3.19)$$

$$F_l = \bar{\rho} L_v \overline{w'q'} \quad (3.20)$$

Foram descartados valores médios e turbulentos que extrapolaram os limites deter-

minados pelo relatório técnico do ECOR (COOK, 2018). Além disso, valores muito distantes do desvio padrão das medições (“*spikes*”) também foram filtrados. Contudo, estes erros podem acabar não sendo detectados pelos filtros, especialmente em situações de ventos fracos ($< 1 \text{ m s}^{-1}$) em noites muito estáveis.

Para as estimativas da altura da CLP foram utilizados dados de ceilômetro (MORRIS; BRIAN, 2014), devido a sua alta resolução temporal. O ceilômetro é um dispositivo de sensoriamento remoto colocado em superfície que transmite pulsos eletromagnéticos para a atmosfera, na faixa do infravermelho próximo, detectando a radiação retroespalhada. Conforme Carneiro e Fisch (2020), os registros de altura da CLP obtidos de ceilômetro, instalado no sítio T3 durante o GOAmazon 2014/5, apresentaram uma boa concordância com relação aos métodos derivados de radiossondagens, tanto para a CLN como para a CLC.

Além de ser utilizado para estimar a altura da CLP, o ceilômetro realiza estimativas de altura da base das nuvens (não utilizadas neste trabalho). O período de dados coletados pelo ceilômetro teve início em 1º de janeiro de 2014 até 30 de novembro de 2015, com resolução temporal de 16 s. Para cada instante 3 diferentes níveis constavam no conjunto como possíveis candidatos para ser a altura da camada. Para este trabalho, escolheu-se sempre o nível mais baixo. Pois, para a camada noturna, verificou-se que os demais candidatos estavam em níveis demasiadamente elevados para representarem esta altura. O conjunto de dados de ceilômetro, antes de ser disponibilizado pelo ARM, passou por um controle de qualidade. Neste controle foi atribuído, através de um algoritmo, um índice de qualidade variando de 1 a 3 para cada registro de altura da CLP. Os registros com índice de qualidade 3, que representam os dados de maior confiabilidade, foram os únicos considerados aqui.

3.1.5 Variáveis médias em superfície e precipitação

Além dos dados medidos com alta frequência, também foram obtidos dados de sensores convencionais (*ARM Surface Meteorology Systems*) (KYROUAC; HOLDRIDGE, 2014). Este conjunto é composto de dados médios, distribuídos em intervalos de 1 min, de variáveis tais como: direção e velocidade do vento, temperatura, umidade relativa e pressão atmosférica. Os sensores haviam sido instalados nas seguintes alturas (RITSCHKE, 2009):

- Vento: 10 m;
- Temperatura e umidade relativa: 2 m;

- Pressão: 1 m;

O conjunto de dados obtidos através destes 3 instrumentos continha informações de praticamente todo o período do GOAmazon 2014/5, desde 1º de janeiro de 2014 até 30 de novembro de 2015. Este conjunto também passou por um processo de controle de qualidade. Desta forma, valores amostrais identificados e marcados como sendo incorretos foram descartados nas análises do presente trabalho.

Juntamente com os sensores das variáveis mencionadas acima, foram instalados no mesmo sítio experimental 4 diferentes sensores de precipitação: pluviômetro basculante (*tipping bucket rain gauge*), o sensor de visibilidade e de tempo presente (PWD, *present weather detector*), sensor ótico (ORG, *optical rain gauge*) e o disdrômetro. O período de amostragem de cada instrumento pode ser visualizada na Tabela 3.3:

Como pode ser visto na Tabela 3.3, o sensor de precipitação com o maior período de medição foi o PWD. Devido a este fato, optou-se por utilizar os dados deste instrumento para identificar dias com a presença ou ausência de precipitação. Ao se comparar os 4 diferentes conjuntos, verificou-se que o PWD mostra em média valores acima dos demais em alguns períodos (Figura 3.2). Contudo, como nas análises realizadas neste trabalho se procurou observar apenas as tendências mencionadas, pequenas diferenças na intensidade de precipitação registrada causam pouco ou nenhum impacto nos resultados obtidos.

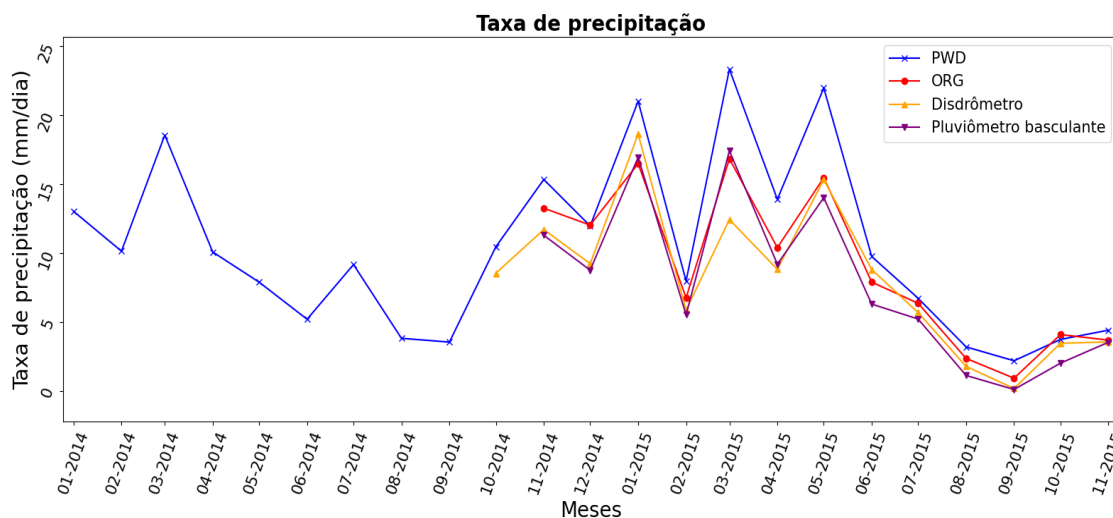
Além dos dados de precipitação obtidos em campo, foram utilizados neste trabalho informações derivadas do conjunto MERGE (ROZANTE et al., 2010). Este conjunto é

Tabela 3.3 - Períodos com dados de precipitação durante o GOAmazon 2014/5.

Sensor	Período disponível
Pluviômetro basculante	14/10/2014 até 30/11/2015
PWD	01/01/2014 até 30/11/2015
ORG	14/10/2014 até 30/11/2015
Disdrômetro	24/09/2014 até 01/12/2015

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.2 - Taxas de precipitação registradas durante o GOAmazon 2014/5 em diferentes meses do ano e considerando diferentes sensores.



Fonte: Produção do autor.

produzido a partir de uma composição de dados de precipitação registradas por estações em superfície com estimativas obtidas por imagens de satélite. Sendo gerado e disponibilizado operacionalmente pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), inicialmente o conjunto era produzido utilizando dados do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*). Mas devido a descontinuidade do TRMM, atualmente o MERGE vem sendo gerado utilizando dados do IMERG (*Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (Global Precipitation Measurement)*).

3.2 Modelo BAM (*Brazilian Global Atmospheric Model*)

O modelo BAM (*Brazilian Global Atmospheric Model*) desenvolvido no CPTEC/INPE é um modelo global, utilizado operacionalmente nesta instituição na previsão de tempo e clima. O núcleo dinâmico presente no BAM é espectral, hidrostático, em coordenada vertical sigma e o transporte tridimensional de umidade e as variáveis prognósticas da microfísica são realizadas em ponto de grade. As parametrizações dos processos físicos, da versão original do BAM (BAM-v1.0) são descritas em (FIGUEROA et al., 2016). Entretanto, a versão usada neste trabalho, é a operacional BAM-v1.2, que teve várias mudanças e melhorias com relação à sua versão original. Estas mudanças estão descritas em Guimarães et al. (2020) e Coelho et al.

(2020). Na Tabela 3.4 destaca-se algumas parametrizações usadas neste trabalho. Por exemplo, a parametrização de Camada Limite Planetária de Bretherton e Park (2009), que é um esquema desenvolvido para representar adequadamente a CLN. Detalhes deste esquema podem ser verificados no Apêndice A.2.

A resolução horizontal e vertical do modelo foi TQ299 (resolução horizontal no Equador aproximadamente 45 km) e vertical L64 (64 níveis). Em base aos resultados observacionais, se escolheu dois períodos do experimento de campo de GOAmazon 2014/5 para realizar as simulações numéricas. Um período chamado aqui de “seco”, de 26 a 29 de Setembro de 2014, e outro chamado aqui de “chuvoso”, de 3 a 6 de outubro de 2014. A condição inicial para o período seco foi 26 de setembro, às 12 UTC, e para o período chuvoso foi 3 de outubro, também às 12 UTC. O modelo foi rodado por 5 dias para cada experimento com saídas a cada hora. As condições de contorno foram similares às usadas nas previsões de tempo operacionais no CPTEC/INPE, isto é, temperatura da superfície do mar da semana (chamado de SSTWeekly) e campos climatológicos de vegetação, solo, neve e outros.

Tabela 3.4 - Parametrizações utilizadas no modelo BAM-v1.2.

Processo Físico	Referências
Processos de superfície	Modelo de vegetação dinâmica, baseado no modelo IBIS (<i>Integrated Biosphere Simulator</i>) (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), implementado e melhorado por Kubota (2012)
Camada Limite Planetaria	Bretherton e Park (2009)
Convecção profunda	Arakawa-Shubert revisado (Han e Pan (2011))
Radiação de onda longa e curta	CLIRAD-LW (Chou et al. (2001)); CLIRAD-SW (Chou e Suarez (1999), modificado por Tarasova e Fomin (2000))

Fonte: Adaptado de Coelho et al. (2020).

Para a validação da performance do modelo em simular a precipitação foram usados os dados diários do conjunto MERGE para a América do Sul. A partir destes dados foram calculadas médias da precipitação em uma área de $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ e $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ ao redor da estação T3. Para compreender melhor a relação entre a CLN e a formação da convecção profunda durante o dia, os dados de MERGE e do modelo BAM foram comparados com os dados de estação em superfície, previamente na Subseção 3.1.5. Os resultados destas simulações e comparações são apresentados e discutidos no Capítulo 5.

4 RESULTADOS OBSERVACIONAIS

4.1 Ciclos diurno da convecção profunda

Como pode ser visto na Tabela 3.2, durante o período no qual existem dados de nebulosidade e de radiossondagens, de 19/02/2014 até 30/11/2015, foram registrados 274 dias com convecção profunda. Por sua vez, na Tabela 4.1 estes casos estão separados de acordo com o mês e o ano em que ocorreram. Uma comparação mais profunda entre os anos de 2014 (ano normal) e 2015 (ano com El-Niño) é prejudicada pelo fato de ambos não estarem com dados de nebulosidade completos. De toda forma, apesar do ano de 2014 ter mais dias com dados faltantes, foram registrados neste mais dias com convecção profunda (14 dias a mais do que em 2015). E a estação chuvosa (novembro até abril) apresentou mais registros de convecção profunda (152 casos) em comparação à estação seca (maio até outubro, 122 casos), apesar da maior parte dos dados faltantes estar compreendida durante a estação chuvosa.

Para avaliar a influência da Camada Limite Noturna nestes eventos convectivos, procurou-se primeiramente separá-los de acordo com o instante em que ocorreram,

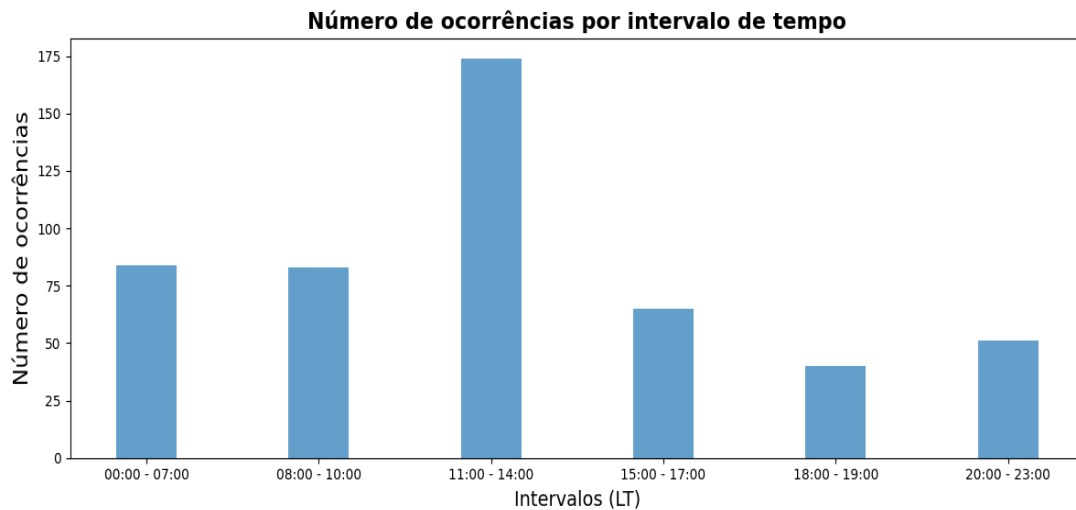
Tabela 4.1 - Número de dias que apresentaram convecção profunda independentemente do horário de ocorrência. “NA” representa um mês completo sem dados disponíveis sobre a nebulosidade. Valores com asterisco (*) significam períodos com apenas alguns dados faltantes.

Mês	Ano		Total
	2014	2015	
Janeiro	NA	25	25*
Fevereiro	4*	8	12*
Março	18	20	38
Abril	15	16	31
Maiο	14	16	30
Junho	11	11	22
Julho	11	8	19
Agosto	7	5	12
Setembro	11	3	14
Outubro	17	8	25
Novembro	16	10	26
Dezembro	20	NA	20*
Total	144*	130*	274*

Fonte: Produção do autor.

com o intuito de determinar o horário em que estes ocorreram. Assim, verificou-se que o intervalo de tempo com o maior número de eventos ocorreu entre às 11:00 e 14:00 (horário local), totalizando 174 casos (Figura 4.1). Ou seja, de todos os casos em que ocorreu convecção profunda, quase 2/3 destes ($\approx 63\%$) apresentaram o evento durante este intervalo de 4 horas. Entre as 08:00 e 19:00, 240 dias ($\approx 88\%$) manifestaram a presença desta nebulosidade. Por sua vez, durante a madrugada e no início da manhã (00:00 às 07:00 LT) apenas 84 casos foram registrados durante os quase 2 anos de análise.

Figura 4.1 - Número de ocorrências de convecção profunda em cada um dos 6 intervalos de tempo analisados.



Baseado na Tabela 3.2.

Fonte: Produção do autor.

Uma vez determinados os horários em que os eventos convectivos ocorreram, foram analisados os ciclos diurnos de algumas variáveis meteorológicas registradas com diferentes instrumentos. Em primeiro lugar, foram analisados, os dados de superfície e de radiossondagens disponíveis durante o período das 00:00 até as 06:00 (LT) para eventos com e sem convecção profunda diurna. Isto foi realizado com o intuito de encontrar alguma relação entre as características das variáveis na CLN, neste intervalo, com a ocorrência da convecção profunda durante o dia.

Os resultados das variáveis em superfície, tais como fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação, temperatura, umidade, vento, velocidade de fricção, e carac-

terísticas da turbulência noturna, como o parâmetro de estabilidade z/L e energia cinética turbulenta (ECT), mostraram algumas diferenças entre os dias com ou sem convecção profunda diurna. Estes resultados, são mostradas mais adiante (Seção 4.6).

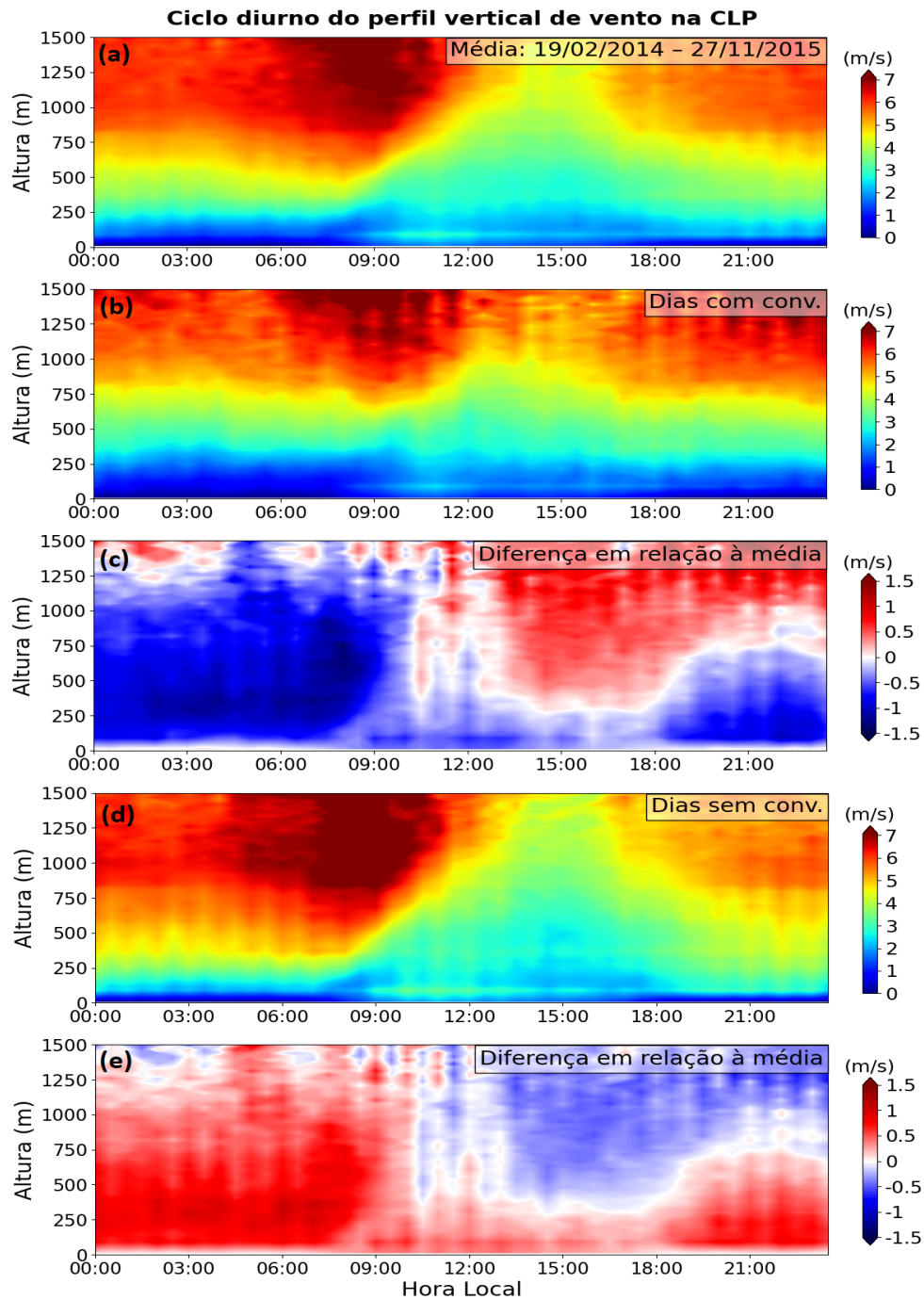
Nas análises de perfis verticais, duas variáveis chamaram muito a atenção: vento e umidade no topo da CLN e na Camada Residual. Pois, nestes níveis estas variáveis mostraram diferenças significativas entre as datas com e sem convecção profunda. Entretanto, como as radiossondagens foram realizadas em apenas um horário durante a madrugada (às 02:00 LT), não se pôde tirar conclusões definitivas sobre as relações encontradas. Assim, foi necessário o estabelecimento das seguintes estratégias: (i) utilizar dados de LIDAR (Radar Doppler), que possuem maior frequência temporal de amostragem, analisando a evolução do perfil vertical de vento e avaliando todo o ciclo da CLP nos diferentes casos (resultados na Seção 4.2); (ii) utilizar rodadas do modelo, com alta resolução vertical e com saídas horárias, para poder estudar o perfil de umidade atmosférica, principalmente nos baixos níveis da atmosfera (até o nível de 850 hPa, ou aproximadamente, 1500 m de altura) (resultados no Capítulo 5).

4.2 Ciclo diurno de perfis de vento observados por LIDAR para dias com e sem convecção profunda

A Figura 4.2 mostra o ciclo diurno do perfil vertical de vento horizontal na CLP para todo o período (a), considerando as datas com convecção profunda (b) e as sem convecção profunda (d) (ver Apêndice B, Tabelas B.1 e B.2), bem como suas diferenças com relação à média. Estas médias foram calculadas para o período em que se teve dados de LIDAR e de informações da nebulosidade de modo concomitante (19/02/2014 - 27/08/2015).

Na média geral de todo período (Figura 4.2a), pode-se notar que o cisalhamento vertical de vento horizontal é mais intenso durante a noite, em comparação ao dia, acima da CLN, em aproximadamente 250 m (mais adiante se discute sobre esta altura com dados de ceilômetro), evidenciando as características distintas entre a CLC e a CLN. Pois, na CLC, a medida que ocorre a evolução do dia e a altura da camada aumenta, as propriedades escalares e vetoriais tendem a ser misturadas verticalmente pela turbulência. Logo, através do perfil de vento, é possível identificar de forma visual o crescimento e o decaimento da CLP. Mas o resultado mais interessante é que existe uma clara diferença na intensidade do vento horizontal, na camada aproximadamente entre 100 e 1000 m durante às 00:00 - 09:00 (LT), quando

Figura 4.2 - Ciclo diurno do perfil vertical de vento horizontal na CLP obtidos por radar Doppler (LIDAR).



(a) média geral do período (19/02/2014 - 27/08/2015); (b) média dos dias em que houve convecção profunda; (c) diferença do caso (b) em relação à média geral; (d) média dos dias sem convecção profunda; (e) diferença do caso (d) em relação à média geral.

Fonte: Produção do autor.

se compara dias com (Figura 4.2c) e sem (Figura 4.2e) convecção profunda.

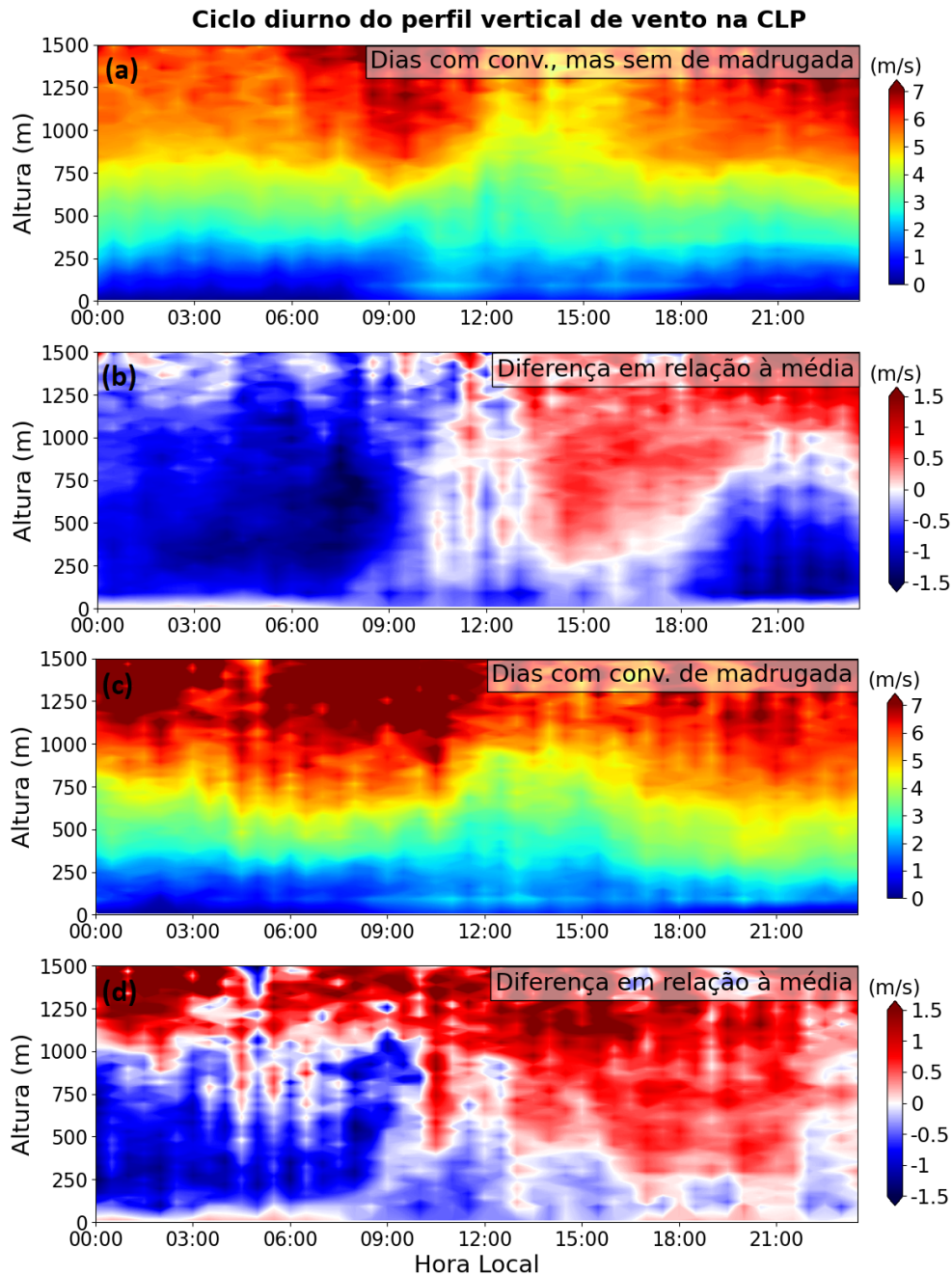
Nas madrugadas das datas em que ocorreu convecção profunda (em qualquer instante), a magnitude do vento é mais fraca do que em relação aos mesmos horários observados na média geral, principalmente na camada que se estende de 100 a 1400 m, abrangendo o topo da CLN e a Camada Residual. Por outro lado, durante o dia o comportamento é praticamente inverso, com o vento ficando mais intenso, em relação à média geral, a partir de aproximadamente 400 m acima da superfície. Isto fica evidente ao se realizar a diferença entre os ciclos com convecção e a média de todo o período (Figura 4.2c).

Porém, nos dias sem convecção profunda o vento é forte no topo da CLN e na Camada Residual (Figura 4.2d). O comportamento do vento horizontal também se inverte após o nascer do Sol. Pois, após a erosão da CLN, ocorre um rápido crescimento da CLC e, por volta das 10:00-11:00 (LT), o vento se torna mais fraco acima dos 400 m de altura. Nestes dias sem convecção, é possível distinguir mais facilmente o topo da CLC, principalmente no intervalo em que esta camada cresce, entre as 08:00 e as 14:00.

Foi considerada a possibilidade de os perfis noturnos médios de vento estarem sendo determinados pelos eventos convectivos ocorrendo nas mesmas noites. Desta forma, foram analisados os casos com ou sem convecção profunda das 00:00 até às 07:00 da manhã. Contudo, ao se excluir as noites em que ocorreu a convecção na madrugada, houve pouca mudança em relação aos perfis obtidos inicialmente (Figura 4.3a e b). Mas, variações mais significativas podem ser identificadas quando se considera apenas os dias em que ocorreu convecção na madrugada (78 casos) (Figura 4.3c e 4.3d). Nestes casos, ventos mais intensos podem ser visualizados durante a madrugada, a partir de aproximadamente 1000 m de altura, ou seja, acima da CLN e da Camada Residual. Provavelmente estes valores mais elevados a partir deste nível estiveram associados ao vento ocorrendo no interior da nuvem convectiva.

Nos casos com convecção na madrugada é possível notar, também, uma diferença após o final da tarde e no início da noite seguinte, quando ventos mais intensos são identificados em níveis mais baixos. Considerando o fato mencionado de que, mesmo excluindo os casos de convecção noturna, os resultados não mudaram substancialmente, doravante se focará apenas nos casos com e sem convecção em qualquer hora (resultados da Figura 4.2).

Figura 4.3 - Ciclo diurno do perfil vertical de vento horizontal.



(a) média dos dias que apresentaram convecção profunda, mas que não a apresentaram na madrugada; (b) diferença de (a) em relação à média geral apresentada na Figura 4.2a; (c) média dos dias que apresentaram convecção durante a madrugada; (d) diferença de (c) em relação à média geral apresentada na Figura 4.2a.

Fonte: Produção do autor.

4.3 Vento zonal e meridional observados por LIDAR

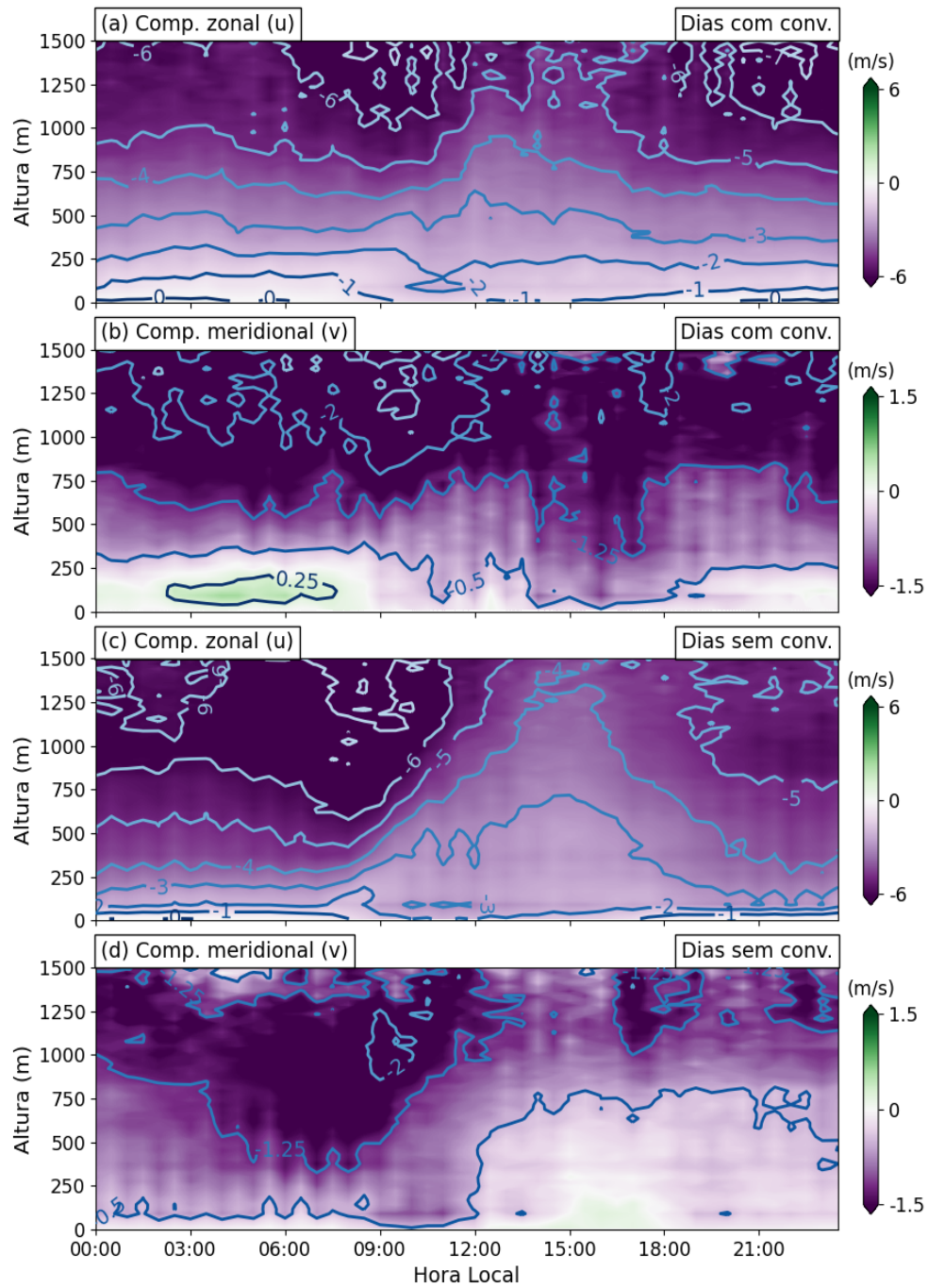
Para se ter uma ideia sobre a direção do vento predominante aos quais estão associados os eventos com e sem convecção profunda, foram analisadas separadamente as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (Figura 4.4). Diferenças entre os casos também podem ser vistas ao se realizar esta separação. Em geral, os valores das componentes são predominantemente negativas (cor roxa), com a zonal sendo maior em módulo em comparação à meridional, indicando a tendência de os ventos ocorrerem de leste/nordeste. O cisalhamento da componente zonal também é maior nas datas sem convecção em relação às das datas com esta nebulosidade. Isto comprova que é esta componente zonal que modula as principais variações da magnitude do vento horizontal descritas anteriormente (Figura 4.4c).

Por outro lado, um padrão distinto é identificado no perfil vertical da componente meridional (v) do vento. Pois, nos dias com convecção profunda existem alguns fracos valores positivos (verdes) desta componente nos níveis próximos da superfície. Estes valores contrastam com os mais negativos e intensos que ocorrem logo acima, na Camada Residual (Figura 4.4b). Isto indica que nos dias com convecção ocorre um giro anti-horário do vento com o aumento da altura, sendo mais de sudeste na CLN e mais de nordeste nos níveis acima. Além disso, a componente meridional do vento tende a ser mais intensa durante o dia nas situações com convecção profunda.

4.4 Perfis de vento horizontal observados por LIDAR para as estações seca e chuvosa com e sem convecção profunda

Com relação aos ventos registrados por LIDAR, procurou-se verificar, também, se havia um padrão distinto entre as estações chuvosa e seca. Para isso, a estação chuvosa foi considerada como ocorrendo no intervalo que se estende entre novembro e abril, e a estação seca como ocorrendo de maio até outubro. Os resultados são mostrados na Figura 4.5. Em geral, os padrões são similares aos encontrados anteriormente, com o cisalhamento vertical sendo mais fraco nos dias com convecção profunda e mais forte nos dias sem esta nebulosidade. Por exemplo, durante a estação chuvosa, ilustrada pelos perfis a e c na Figura 4.5, são evidenciadas as mesmas características da Figura 4.2. Características similares também podem ser observadas durante a estação seca, comparando as Figuras 4.5b e d.

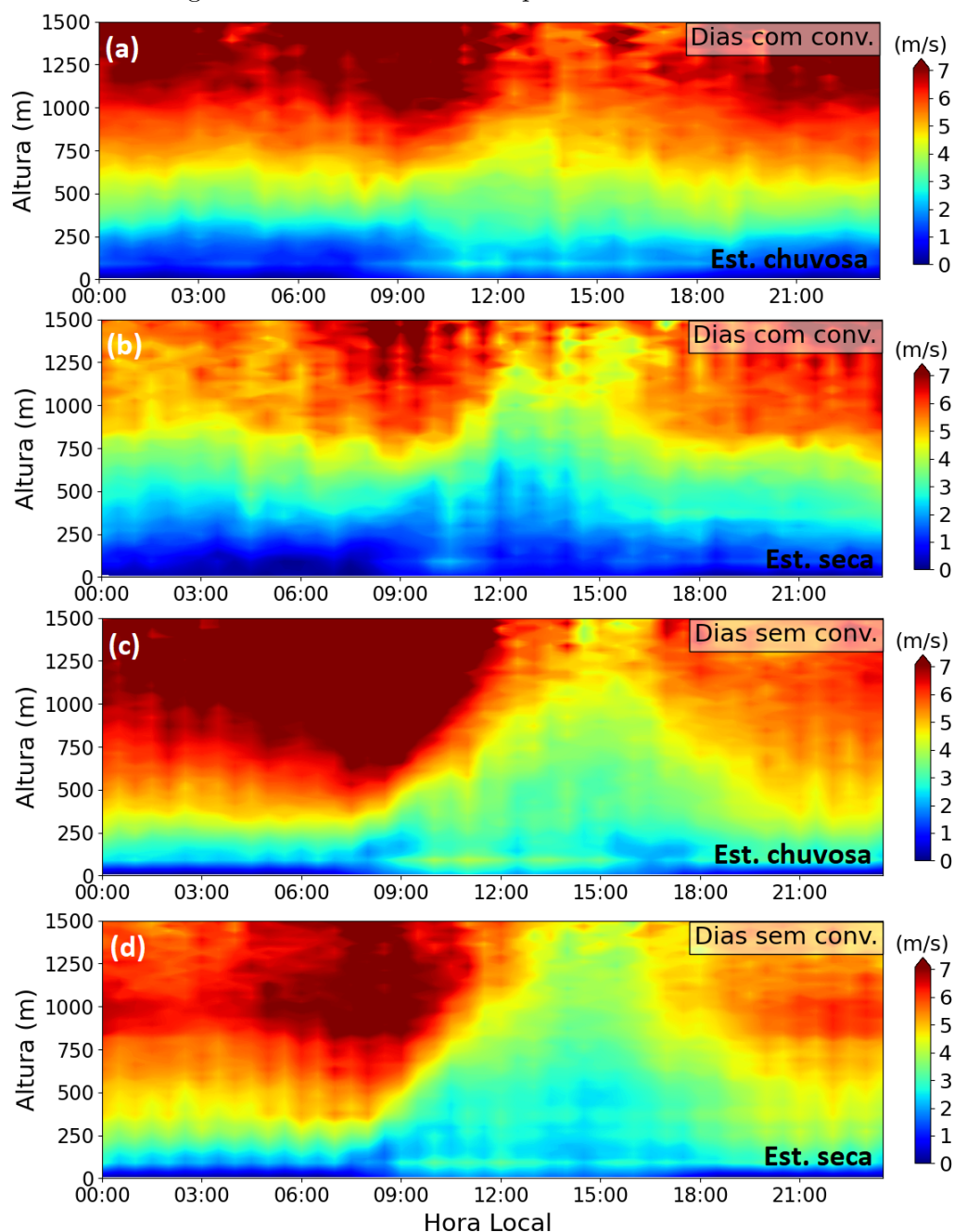
Figura 4.4 - Ciclos diurnos das componentes zonal e meridional do vento.



Considerando dias com (a e b) e dias sem convecção profunda (c e d).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 - Ciclos diurnos de perfis verticais de vento.



Considerando dias com (a e b) sem (c e d) convecção profunda durante as estações seca e chuvosa.

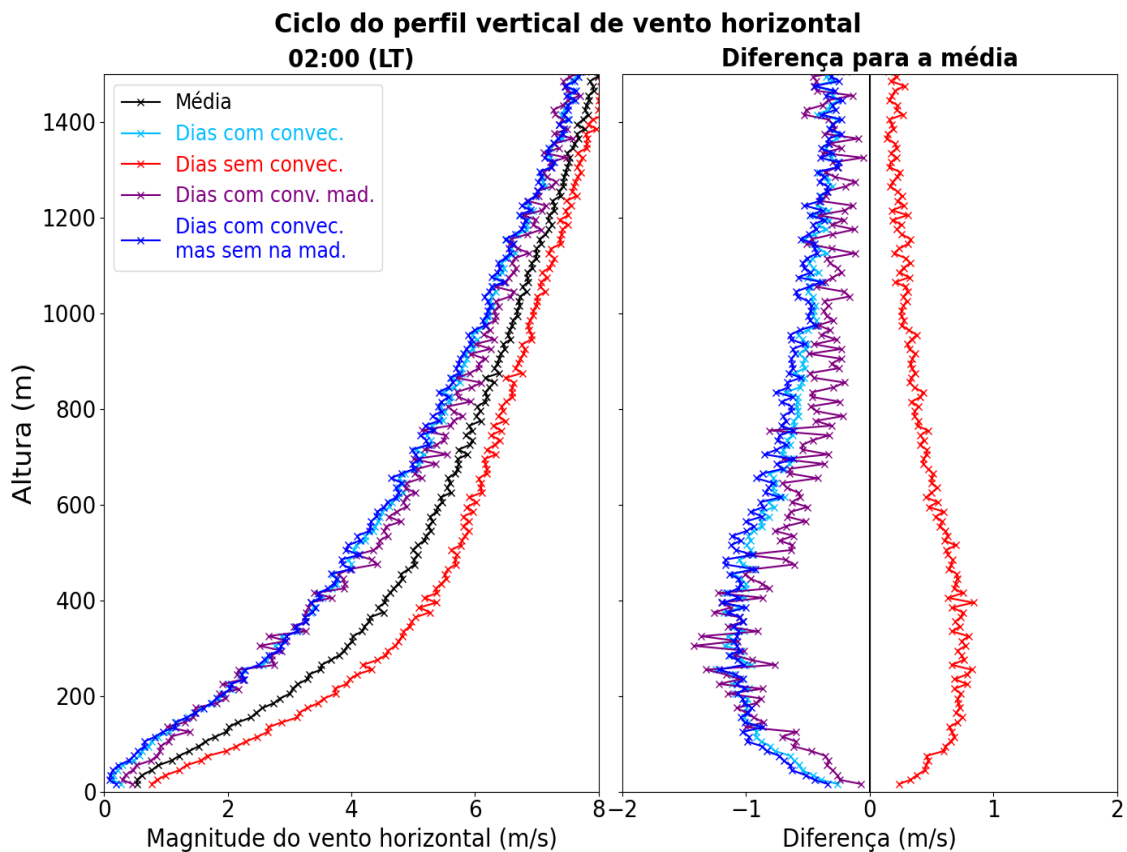
Fonte: Produção do autor.

4.5 Perfis verticais médios obtidos por radiossondagens

As características observadas nos dados de LIDAR, também podem ser observadas nos perfis verticais de vento horizontal obtidos a partir das sondagens realizadas

às 06Z (02:00 LT), durante a madrugada (Figura 4.6). Neste horário a máxima diferença em relação à média geral ocorre em torno dos 150 a 400 m, em ambos os casos analisados, na região onde provavelmente está localizado o topo da CLN. Assim como identificado nos perfis de vento obtidos por LIDAR, são observadas poucas variações ao se excluir dos casos de convecção as datas que apresentaram o evento na madrugada. Além disso, também são similares os perfis verticais de vento horizontal quando se considera apenas as datas que apresentaram esta convecção durante a madrugada.

Figura 4.6 - Perfis verticais médios de vento horizontal para as radiossondagens realizadas às 02h (06Z).



Esquerda: Média de todo o período (19/02/2014-30/11/2014, linha preta), dias com convecção (linha azul) e dias sem convecção (linha vermelha); **Direita:** Diferença entre os perfis dos dias com e sem convecção em relação a média geral (mesmo padrão de cores do gráfico da esquerda).

Fonte: Produção do autor.

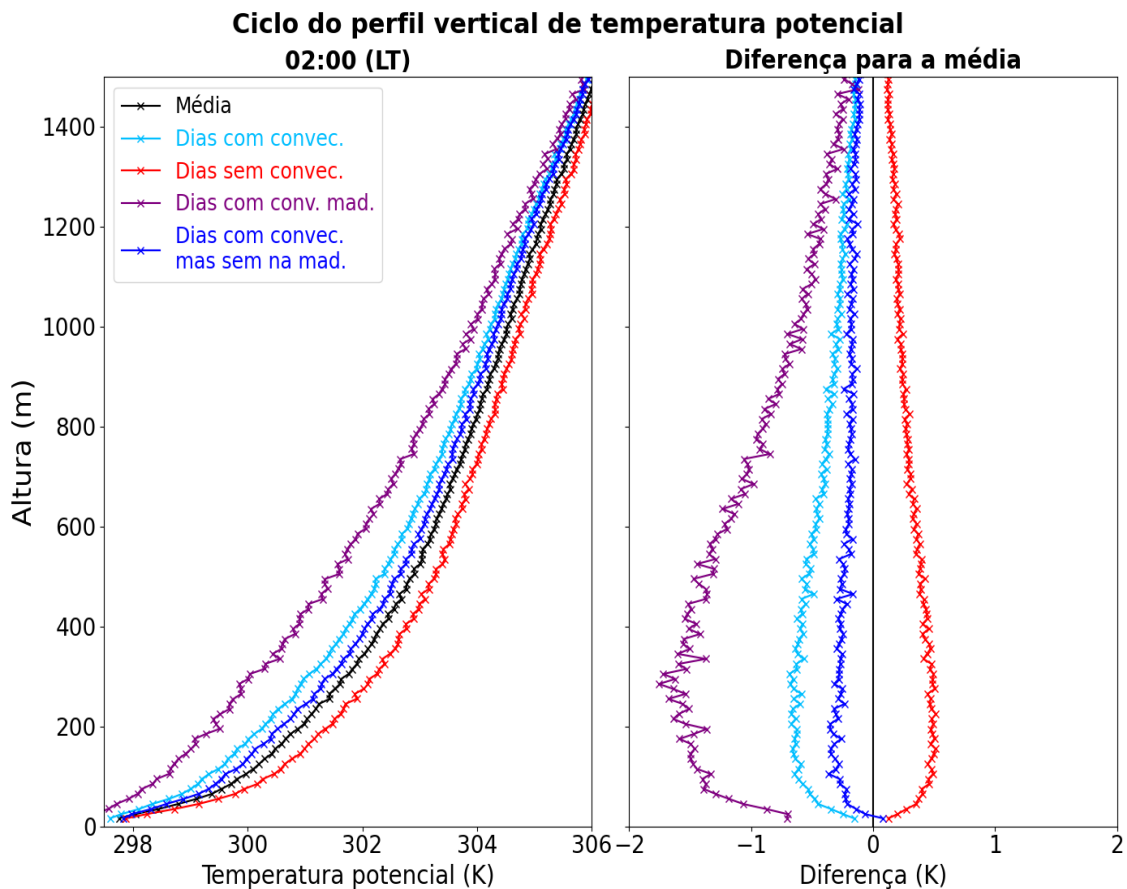
Apesar de não se identificar um jato de baixos níveis noturno nos perfis verticais médios de vento, é possível que a maior diferença entre 150 a 400 m de altura esteja associada à ocorrência destes no topo da CLN. [Betts et al. \(2013\)](#) destacam que jatos noturnos de baixo nível são comumente observados no Estado de Rondônia, localizado no sudoeste da Amazônia, ocorrendo geralmente em níveis mais baixos durante a estação seca do que na chuvosa. Apesar de Manacapuru-AM estar localizada na região central da floresta amazônica, alguns autores também reportaram a presença de máximos de vento em baixos níveis na região de Manaus-AM ([GRECO et al., 1992](#); [OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993](#)). Desta forma, considerando estas variações temporais e espaciais, os jatos noturnos podem estar sendo mascarados ao se realizar a média de todos os casos.

A máxima diferença em relação à média, numa região próxima do topo da CLN, também pode ser visualizada nos perfis de temperatura potencial obtidos no mesmo instante (02:00 LT) (Figura 4.7). Onde, nos casos antecedendo dias sem convecção, uma atmosfera relativamente mais quente foi encontrada. Por outro lado, uma condição inversa ocorre em casos com convecção, quando a inversão térmica na CLN é menos pronunciada em relação à média de todo o período. Ou seja, noites estaticamente menos estáveis ocorrem nas datas em que ocorre a convecção profunda, e mais estáveis quando esta não ocorre. Esta maior estabilidade estática noturna, nos dias sem convecção, contribui para o desacoplamento da camada mais próxima da superfície de camadas mais acima. Este desacoplamento, por sua vez, torna o vento em superfície fraco e intermitente, contrastando com o vento mais forte no topo da CLN.

Diferentemente do que ocorre com os perfis noturnos de vento horizontal, ao se avaliar os casos que apresentaram convecção profunda na mesma madrugada, variações mais acentuadas de temperatura potencial são identificadas. Pois, como era esperado, perfis menos estáveis ocorrem às 02:00 (LT) em noites com convecção. Contudo, CLN menos estáveis estaticamente ocorrem mesmo em datas que apenas apresentaram convecção a partir das 07:00 da manhã. É importante destacar que, ao se excluir das análises os casos que apresentaram convecção na madrugada, pode estar se desconsiderando, também, datas que manifestaram convecção durante o dia.

Tendo vista estas diferenças, é fácil pressupor que a quantidade de vapor d'água, disponível em cada caso, tenha um papel fundamental nos processos térmicos e dinâmicos envolvidos. De fato, variações significativas ocorrem entre os casos com e sem convecção profunda, tanto na CLP como na atmosfera acima (Figura 4.8).

Figura 4.7 - Perfis verticais médios de temperatura potencial para as radiossondagens realizadas às 02h (06Z).



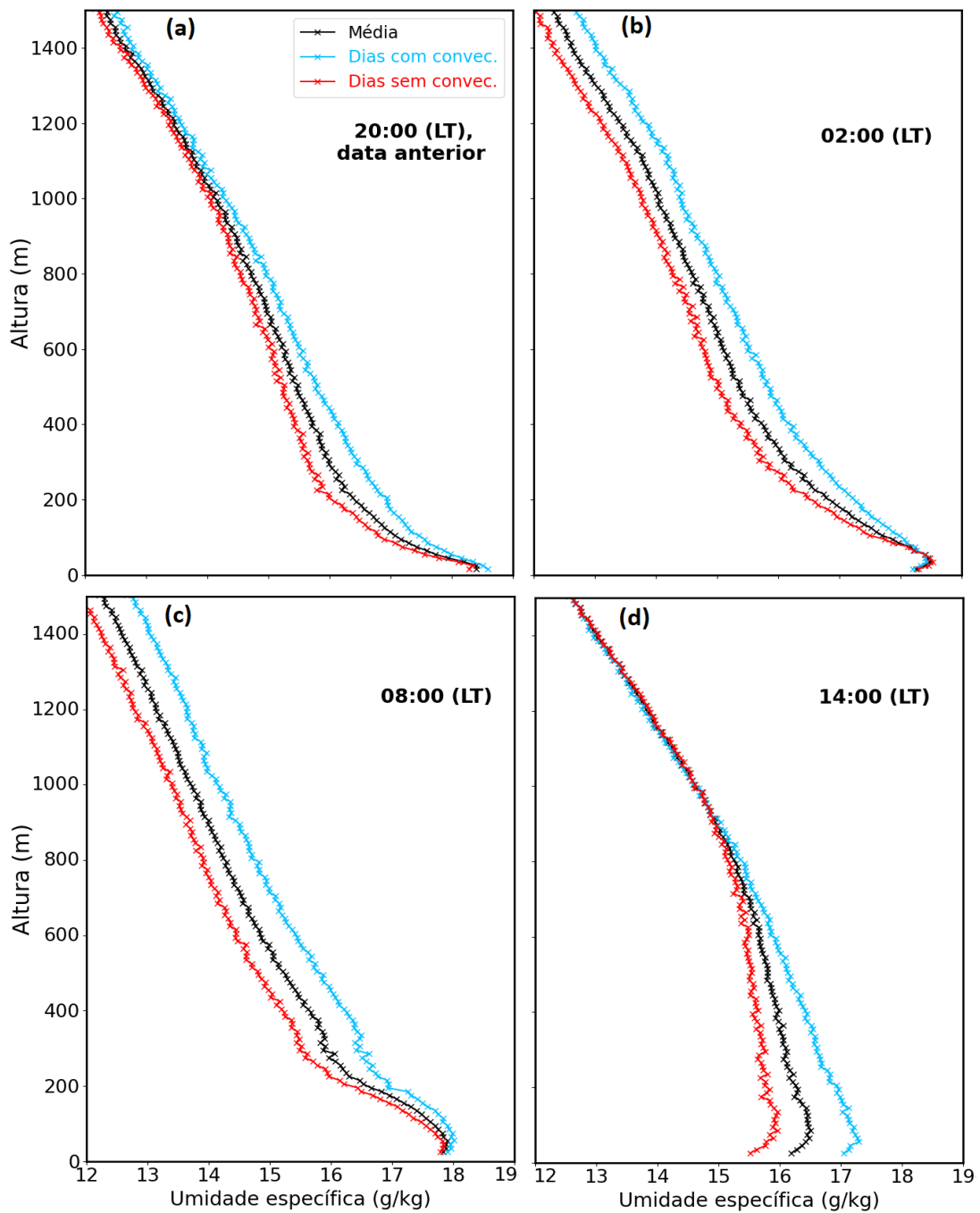
Esquerda Média geral dos dias entre 19/02/2014 e 30/11/2015 (linhas pretas), os dias com convecção profunda (linhas azuis) e os dias sem convecção profunda (linhas vermelhas); **Direita:** Diferenças dos perfis verticais, com ou sem convecção profunda, em relação a média geral.

Fonte: Produção do autor.

Nas primeiras horas das noites precedentes aos casos convectivos, por volta das 20:00 (LT), já há uma maior concentração de umidade em relação à média nos baixos níveis da atmosfera, principalmente na região entre 100 e 400 m de altura (Figura 4.8a). Às 02:00 (LT) a diferença na concentração de vapor d'água tende a aumentar também em níveis acima (Figura 4.8b). Ao amanhecer a CLC tende a crescer, erodindo a CLN e misturando verticalmente as propriedades (Figura 4.8c e d).

O aumento da concentração de umidade acima da CLN nos casos convectivos pode estar associado a dois processos: à troca (mistura) de vapor d'água entre o topo da

Figura 4.8 - Perfis verticais médios de umidade específica obtidos através de radiossondagens em 4 instantes distintos.



Considerando o período de 19/02/14 até 30/11/15 (linha preta) e os dias com (linha azul clara) e sem convecção profunda (linha vermelha). (a) 20:00 (LT), no início da noite; (b) 02:00 (LT); (c) 08:00 (LT); e (d) 14:00 (LT).

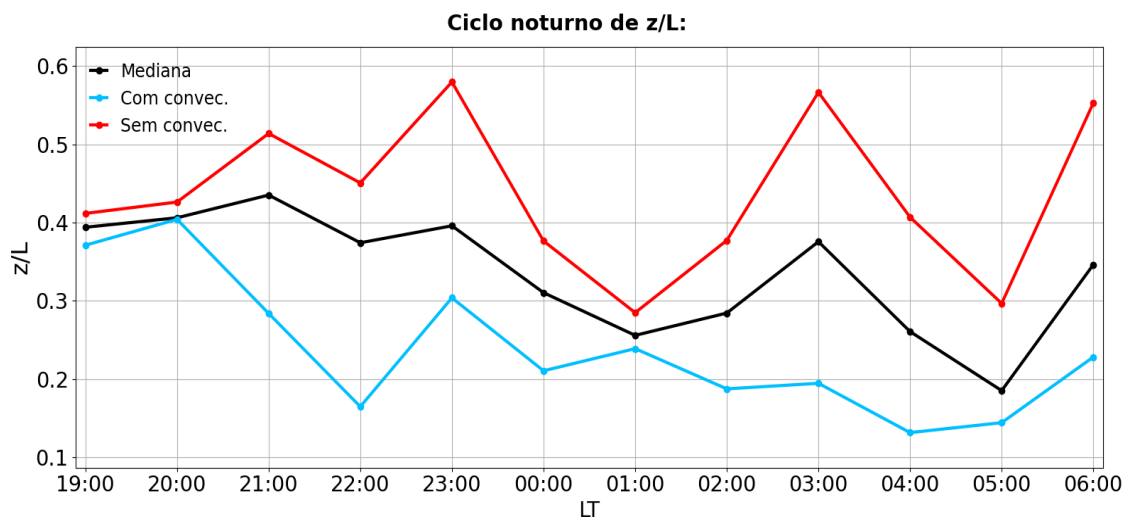
Fonte: Produção do autor.

CLN e a Camada Residual; e à brisa fluvial associada aos rios. A primeira destas hipóteses pode ter relação com a menor estabilidade estática, que facilita a troca de escalares na interface entre as duas camadas mencionadas. Pois, o topo da CLN em noites muito estáveis tem características comparáveis a uma “tampa” que retém os escalares dentro da camada. Como nos casos convectivos a estabilidade térmica é menor, a transição entre a CLN e a Camada Residual é menos acentuada nestas situações.

4.6 Características médias e turbulentas em superfície

Além de diferenças nos perfis termodinâmicos da atmosfera, características turbulentas distintas também podem ser observadas mais próximas da superfície nos casos com e sem convecção. Para analisar estas características utilizou-se o parâmetro de estabilidade z/L . Pois, medições de alta frequência foram realizadas em apenas um nível (3 m), dificultando a análise de outros parâmetros turbulentos, tais como o número de Richardson. Assim, ao se calcular o ciclo noturno de z/L , desde às 18:00 (LT) da data anterior, constatou-se que as noites que antecederam dias sem convecção apresentaram condições mais estáveis (z/L maiores), ou seja, com menos turbulência (Figura 4.9). Por outro lado, camadas mais turbulentas, com valores de z/L próximos de zero, antecederam dias com convecção.

Figura 4.9 - Parâmetro de estabilidade z/L .



Noites antecedendo dias com e sem convecção (linhas azuis e vermelhas, respectivamente), bem como a média geral para o período analisado.

Fonte: Produção do autor.

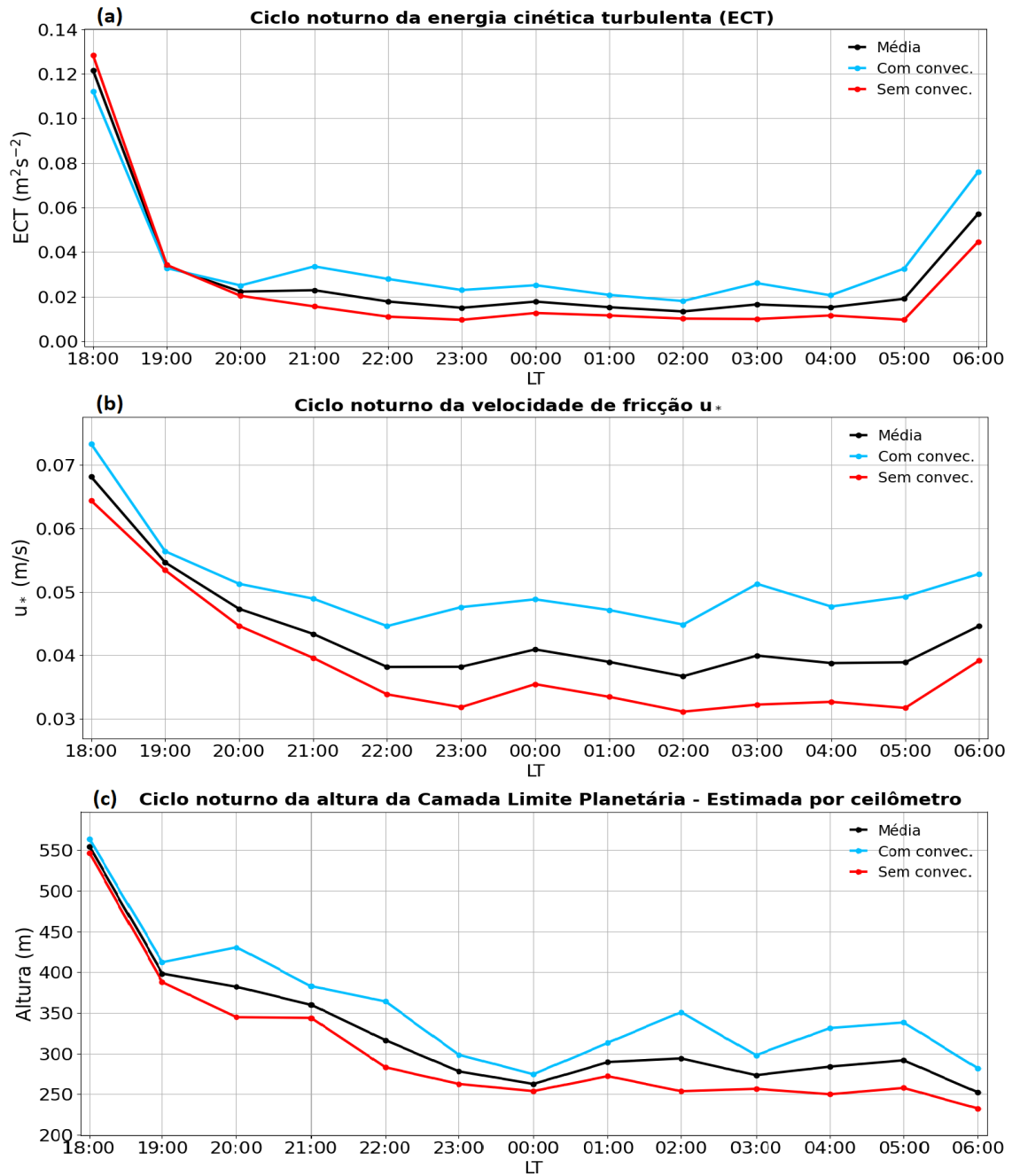
As características mais turbulentas nos casos convectivos são confirmados, também, pelas séries temporais de ECT e de velocidade de fricção (u_*) (Figuras 4.10a e 4.10b). Estas variáveis, em todos os casos analisados, tendem a cair rapidamente até às 20:00 e 22:00 (LT), aproximadamente. A partir de então oscilam em torno de um valor que depende da situação analisada. Em média, os valores de ECT e de (u_*) tendem a ser maiores nas noites dos casos com convecção profunda e menores nos demais casos.

Conforme visto anteriormente nos perfis verticais de vento obtidos por LIDAR, as maiores condições turbulentas dos casos com convecção profunda refletem na altura da CLN. Isto pode ser comprovado através da análise dos dados de altura da CLP obtidos por ceilômetro (Figura 4.10c). Nos casos analisados, a altura da CLP tende a decair rapidamente no início da noite até atingir um ponto de equilíbrio, por volta das 23:00 (LT). Na média geral de todo o período, esta altura está localizada entre aproximadamente 250 m e 300 m de altura.

Acevedo et al. (2021) destacam que os regimes de estabilidade da CLN são fortemente influenciados pelo saldo de radiação em superfície. Casos mais estáveis ocorrem quando há uma maior perda radiativa em superfície. Estas características também podem ser identificadas no ciclo noturno do saldo de radiação obtido durante o GOAmazon 2014/5. Pois, nas noites dos casos com convecção, valores menores (em módulo) de saldo de radiação são registrados, com o contrário ocorrendo nos casos sem convecção profunda (Figura 4.11). Isto era esperado para os casos quando esta nebulosidade ocorre na própria noite, o que pode impactar na média geral. Mas, além dos casos com convecção profunda durante a noite serem em menor número, ao se excluir estas datas poderia estar se desconsiderando, também, alguns casos que apresentaram esta convecção em outro período do dia.

Contudo, ao se analisar a média dos fluxos turbulentos de energia na forma de calor latente e de calor sensível, poucas diferenças são observadas entre os casos. Os módulos destes fluxos em média são pequenos, na ordem de 1 a 2 W/m² no nível de 3 m de altura, tanto nos casos com convecção profunda como nos que não apresentaram. De toda forma, não se pode concluir que não existe uma relação entre os fluxos turbulentos de energia e os casos analisados. Pois, considerando que em regimes muito estáveis as maiores trocas turbulentas podem ocorrer próximas ao topo da CLN (ACEVEDO et al., 2021), seria necessário analisar estes fluxos em outros níveis verticais. Além disso, muitas noites podem estar apresentando turbulência intermitente que possivelmente esteja sendo filtrada ao se realizar a média dos casos.

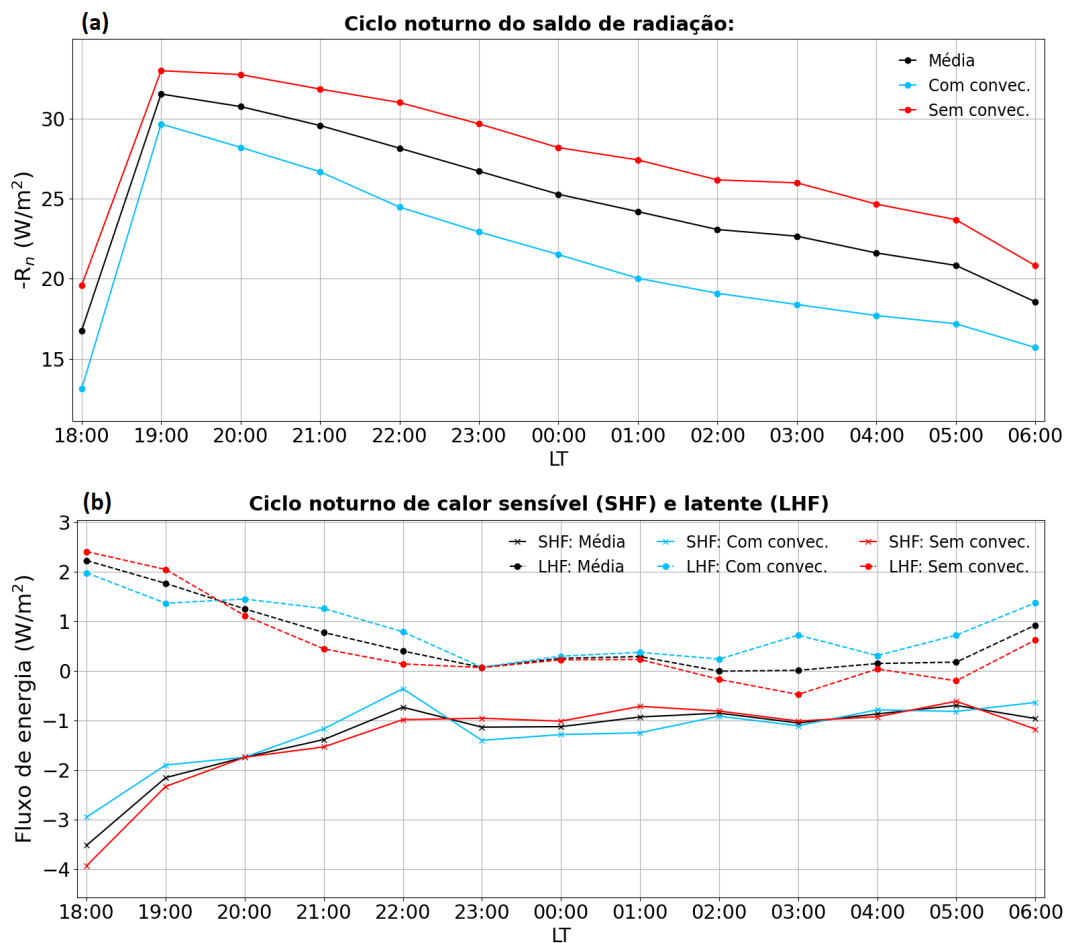
Figura 4.10 - Ciclos noturnos de variáveis turbulentas para casos com e sem convecção profunda.



(a) energia cinética turbulenta (ECT) a 3 m; (b) velocidade de fricção (u_*) a 3 m; e (c) altura da CLN estimada por ceilômetro.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Ciclos noturnos de radiação e energia para casos com e sem convecção profunda.



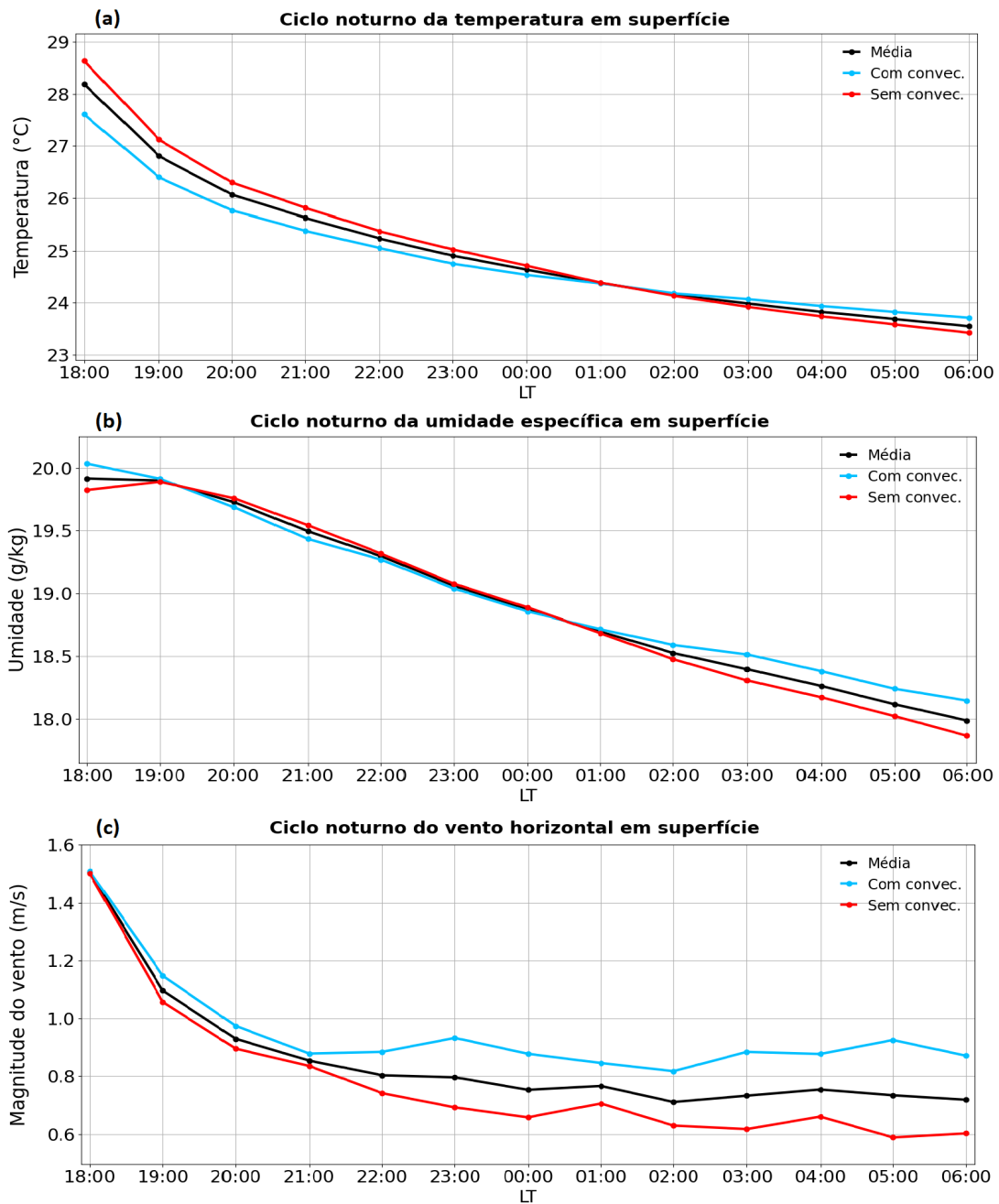
(a) Saldo de radiação ($-R_n$) em noites antecedendo dias com (linha azul) e sem (linha vermelha) convecção, bem como a média geral para o período analisado (linha preta); (b) Fluxos de calor sensível (SHF, linhas contínuas) e de calor latente (LHF, linhas tracejadas) para os mesmos casos.

Fonte: Produção do autor.

Os sinais nas séries temporais de temperatura e umidade específica em superfície também não são tão claros durante as noites quanto as previamente identificadas em níveis acima (Figura 4.12). Com relação a temperatura, apesar de noites sem convecção iniciarem mais quentes do que a média, a taxa de resfriamento é maior nestes casos (Figura 4.12a), devido a maior perda radiativa vista anteriormente (Figura 4.11a). Por volta da 01:00 (LT), a temperatura é aproximadamente igual em todos as situações ($\approx 24,4$ °C). Após este horário, a temperatura tende a ser levemente maior nos casos com convecção. Nesta parte final da noite, diferenças um

pouco maiores também podem ser vistas nas condições de umidade (Figura 4.12b).

Figura 4.12 - Ciclos noturnos de variáveis registradas pela estação em superfície para casos com e sem convecção profunda.



(a) temperatura; (b) umidade específica; e (c) vento horizontal.

Fonte: Produção do autor.

Variações um pouco mais significativas podem ser identificadas no vento horizontal

em superfície, porém com sinal contrário e não tão evidentes às presentes em níveis mais elevados (Figura 4.12b). A 3 m de altura o vento horizontal tende a ser mais forte nos casos com convecção e mais fraco na situação inversa. Isto está de acordo com as características turbulentas destacadas anteriormente. Pois, em noites muito estáveis ocorre o desacoplamento da CLN com a Camada Residual e o vento tende a ser fraco ou intermitente dentro da camada noturna. Porém, em noites menos estáveis a separação entre as camadas é menos abrupta, facilitando o transporte de momento de cima para baixo.

4.7 CAPE e CIN

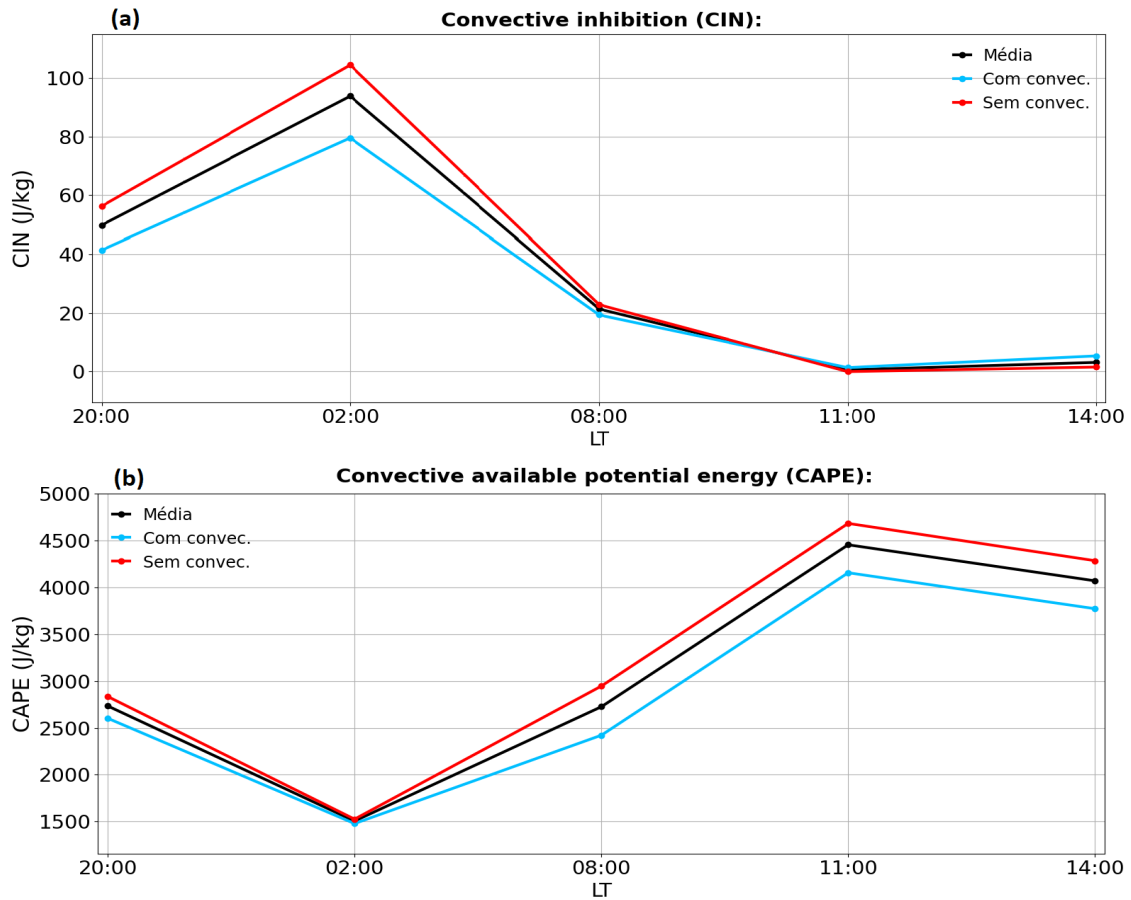
A partir dos dados de radiossondagens, observou-se que datas com convecção profunda são precedidas por noites com valores elevados de CIN. Por outro lado, poucas diferenças de energia potencial disponível para convecção (CAPE) são identificadas durante a noite. Na realidade, o CAPE em média é menor nos casos convectivos do que nos não-convectivos, em qualquer horário do dia e da noite. Isto está de acordo com o resultado descrito por Machado et al. (2018) que mostraram que a convecção estava mais relacionada com a presença de CIN do que de CAPE. Isto pode estar relacionado com o fato do CIN ter a tendência de ser maior durante a noite do que durante o dia, devido a relação deste índice com a temperatura e a estratificação estável camada de ar.

4.8 Ciclo diurno da precipitação e a sua relação com a convecção profunda

Até aqui tem-se focado na relação entre a CLN e a ocorrência ou não da convecção profunda diurna. Mas, a ocorrência de precipitação está associada em mais de 90% das situações, com nuvens convectivas. Ou seja, a contribuição de outros tipos de nuvens (rasas, *congustus* ou *stratus*) é muito menor. A Figura 4.14 apresenta o ciclo diurno da precipitação para os dois anos de GOAmazon 2014/5, registrados pelo *present weather detector* (PWD). Pode-se ver que a precipitação tem uma relação direta, mas não exclusiva, com a convecção profunda. Pois, é possível se ter precipitação mesmo em dias sem convecção profunda e vice-versa. O pico de precipitação nas datas em que há convecção profunda também ocorre no intervalo entre 11:00 e 14:00 (LT). Porém, este pico de precipitação não é evidente nos casos sem esta convecção (linha vermelha na Figura 4.14).

Devido a ligação da precipitação com os casos de convecção profunda, foi analisado o perfil de vento para casos com chuva (acima de 1mm/dia), que serão denominados

Figura 4.13 - Ciclos diurnos de CAPE e CIN para casos com e sem convecção profunda.

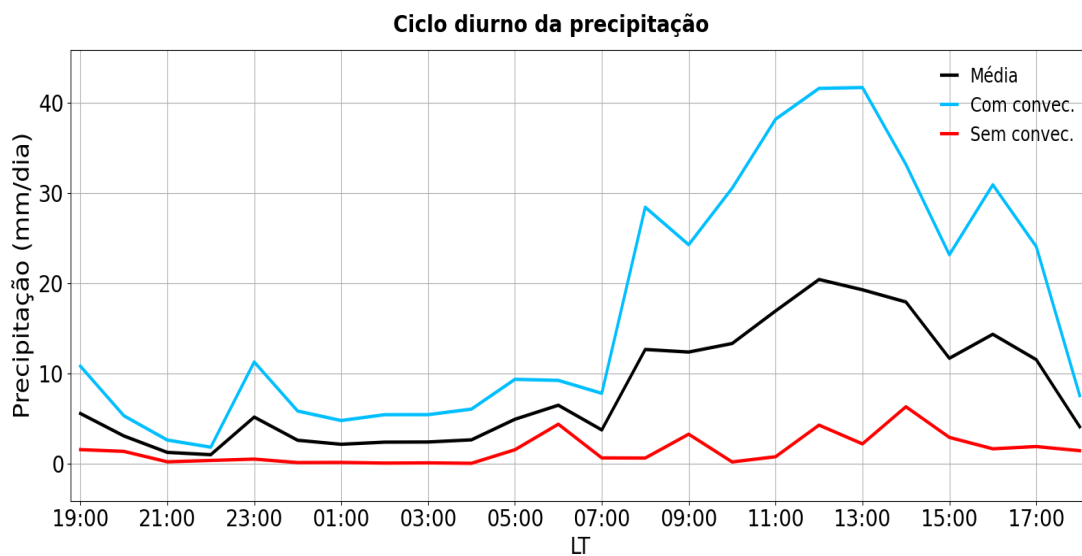


CAPE (a) e CIN (b) foram calculados a partir de radiossondagens, obtidas durante os cerca de 2 anos de GOAmazon 2014/5.

Fonte: Produção do autor.

de “dias com precipitação” e o contrário de “dias sem precipitação”. O resultado é mostrado na Figura 4.15. Pode-se ver pouca ou nenhuma diferença em relação aos resultados obtidos nas análises destes casos usando a informação de dias com e sem nuvem convectiva (Figura 4.2). Portanto, ventos mais intensos estão presentes acima do topo da CLN nas datas com precipitação (em qualquer hora do dia) e mais fracos são identificados quando esta não ocorre.

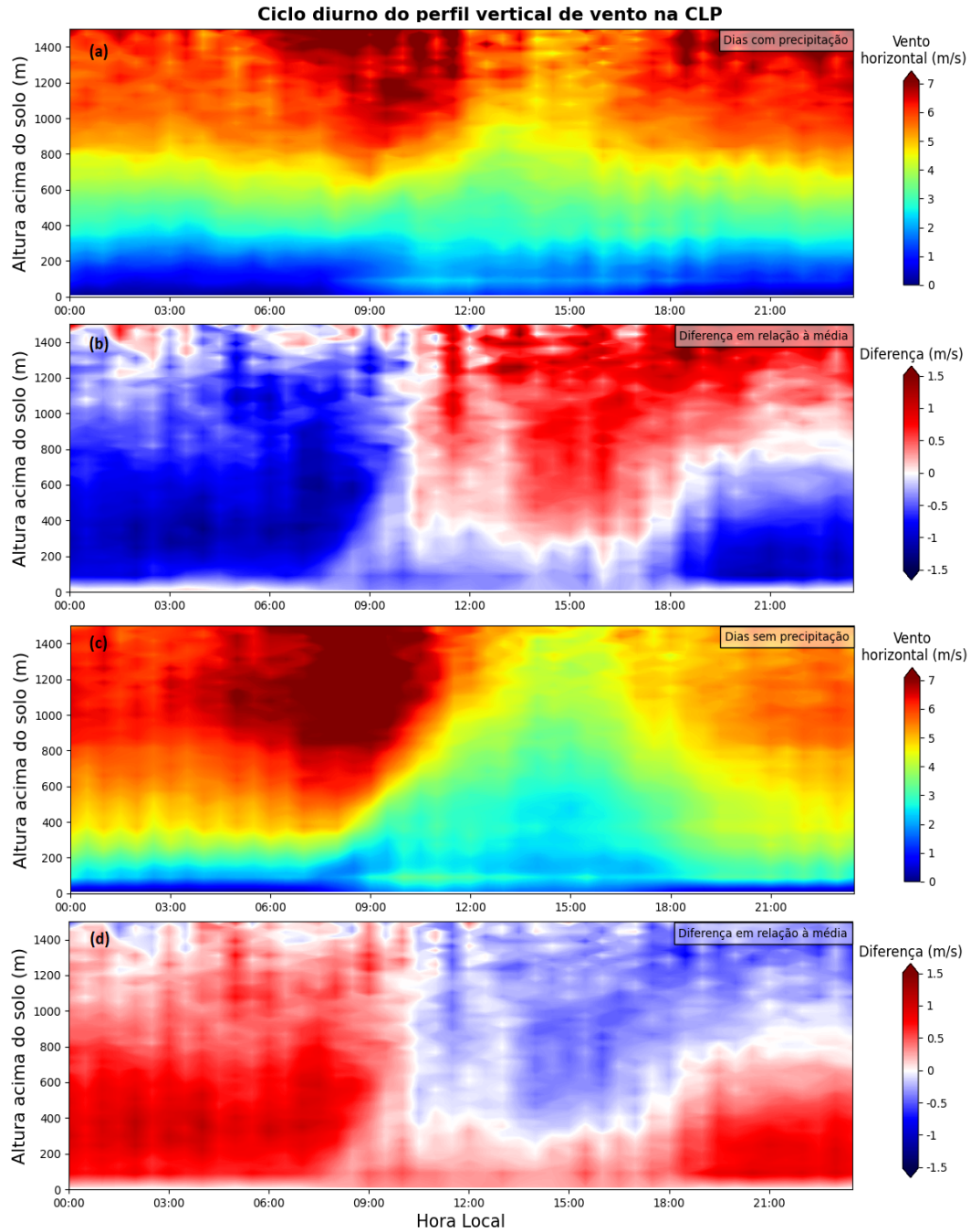
Figura 4.14 - Ciclo diurno da precipitação.



Considerando a média geral (linha preta) e os casos com (linha azul) e sem (linha vermelha) convecção profunda.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Mesmo que a Figura 4.2, mas considerando a precipitação.



Tomando em conta dias com (a ou sem (c) precipitação, bem como suas respectivas diferenças em relação à média geral (b e d).

Fonte: Produção do autor.

5 ESTUDOS DE CASOS COM E SEM CONVECÇÃO PROFUNDA UTILIZANDO O MODELO GLOBAL DO CPTEC

No capítulo anterior foram analisados os ciclos diurnos de variáveis meteorológicas registradas com diferentes instrumentos de superfície e de radiossondagens, com intuito de encontrar alguma relação entre a CLN e a ocorrência ou não de nuvens convectivas durante o dia. Entretanto, de todas as variáveis analisadas durante a CLN, em duas variáveis se encontrou as maiores diferenças entre casos com e sem convecção profunda: perfis verticais de vento e umidade das 02:00 (LT), obtidas a partir de radiossondagens durante o experimento de GOAmazon 2014/2015. Porém, com um único perfil de vento de umidade era difícil observar a variação durante a CLN. Assim, foi estabelecida uma estratégia de usar dados de LIDAR (Radar Doppler), que tem maior frequência de amostragem, para observar características do vento horizontal, e utilizar simulações numérica para estudar a umidade. Como já descrito no Capítulo anterior, os dados de LIDAR foram muito importantes para ver a evolução da CLN e da CLC, corroborando com as observações obtidas por radiossondagens. Ficou claro que existe uma relação entre o vento durante a CLN e a formação da convecção profunda. No presente capítulo são mostrados os resultados das simulações numéricas. Mas, primeiramente, de forma resumida, é descrito porque foi necessário utilizar um modelo tridimensional e não um modelo de coluna de simples.

5.1 Escolha do modelo, da área e dos intervalos de simulação

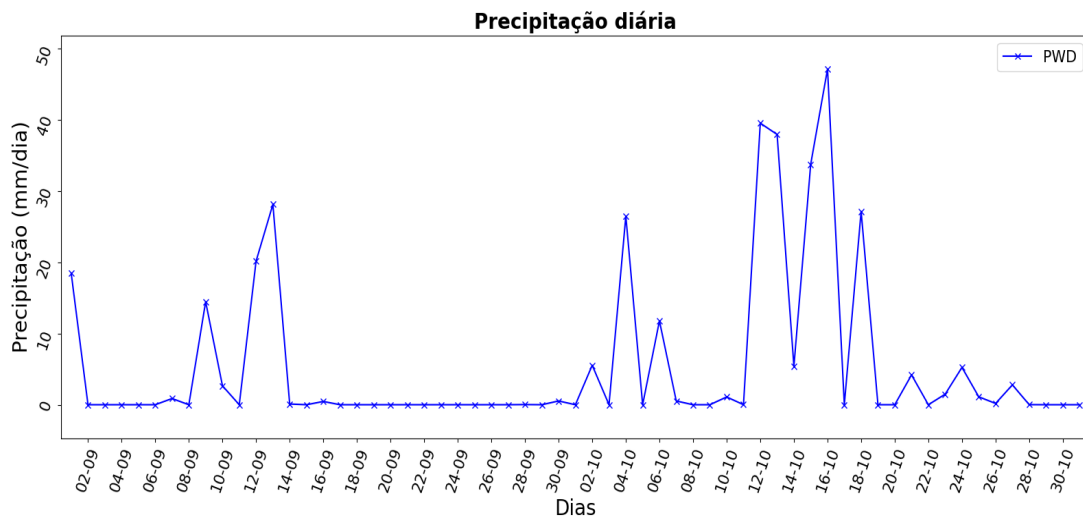
Como explicado no Capítulo 3, para este trabalho foram utilizados dados do sítio experimental T3, de Manacapuru-AM (Figura 3.1), localizado aproximadamente em 3,1°S e 60,5°W. Para isso, se escolheu inicialmente a versão unidimensional do modelo BAM (BAM1D) para realizar os estudos da CLN, considerando casos com e sem convecção profunda, e com isso complementar os estudos observacionais, em especial com relação à umidade. Foram realizados testes de validação usando as condições iniciais e as forçantes dinâmicas (advecção horizontal e vertical, e velocidade vertical) disponibilizados pelo ARM.

Os primeiros testes de validação da CLP foram feitos para o mês de fevereiro e março de 2014. Entretanto, os resultados mostraram diferenças significativas entre o modelo e as observações nos níveis perto da superfície, em especial da temperatura a 2 m, com diferenças de até de 10 °C. Não obstante o apoio do grupo de modelagem global, este problema não seria resolvido. Assim, em vista que o BAM1D não estava funcionando adequadamente para as simulações da CLP, foi necessário mudar de

estratégia, e se escolheu o modelo tridimensional BAM, o mesmo modelo usado na operação da previsão de tempo global no CPTEC. Os detalhes das características deste modelo estão descritos no Capítulo 3. Mas, aqui será descrita a escolha dos casos simulados.

Com o modelo BAM (tridimensional) foram realizadas simulações dos meses de setembro e outubro 2014, no final da estação seca, devido à disponibilidade das condições iniciais para a realização destas rodadas. Porém, para as análises foram escolhidos 2 intervalos específicos durante estes dois meses, baseando-se na ocorrência ou não de precipitação e convecção profunda. Desta forma, ao se observar a Figura 5.1, nota-se que na metade final de setembro ocorreu pouca ou nenhuma chuva. Por outro lado, o mês de outubro iniciou com acumulados significativos de precipitação. Além disso, a Figura 1.2 mostra que no dia 04/10/2014 teve convecção profunda na tarde, corroborando com os valores de precipitação deste dia.

Figura 5.1 - Precipitação diária no sítio T3 em Manacapuru-AM (mm/dia) para os meses de setembro e outubro 2014.



Fonte: Produção do autor.

Tendo em vista esta mudança no comportamento da convecção e da precipitação, foram escolhidos os intervalos entre 27/09/2014 e 30/09/2014 (com convecção profunda) e entre 03/10/2014 e 06/10/2014 (sem convecção profunda). Cada um dos dias compondo estes intervalos foi rodado para mais 5 dias, com condição inicial das 12 UTC e com saídas horárias. Entretanto, a análise das saídas das previsões do

modelo mostrou que a rodada com a condição inicial de 27 de setembro (12 UTC), por 84 horas, foi suficiente para simular o intervalo sem convecção profunda. Da mesma forma, a condição inicial de 3 de outubro (12 UTC), rodada por 84 horas, foi suficiente para simular o intervalo com convecção profunda.

Uma vez selecionados os casos e realizadas as rodadas se procurou, primeiramente, avaliar a habilidade do modelo em representar estes intervalos. Contudo, os registros de precipitação exemplificados na Figura 5.1 representam dados pontuais daquele local. Como o modelo numérico representa características específicas de uma área e não de um único ponto no espaço, procurou-se cruzar as informações do modelo com as informações do conjunto MERGE (Figura 5.2). Este é formado pela combinação de dados de precipitação observada por estações com estimativas obtidas por satélite (ROZANTE et al., 2010).

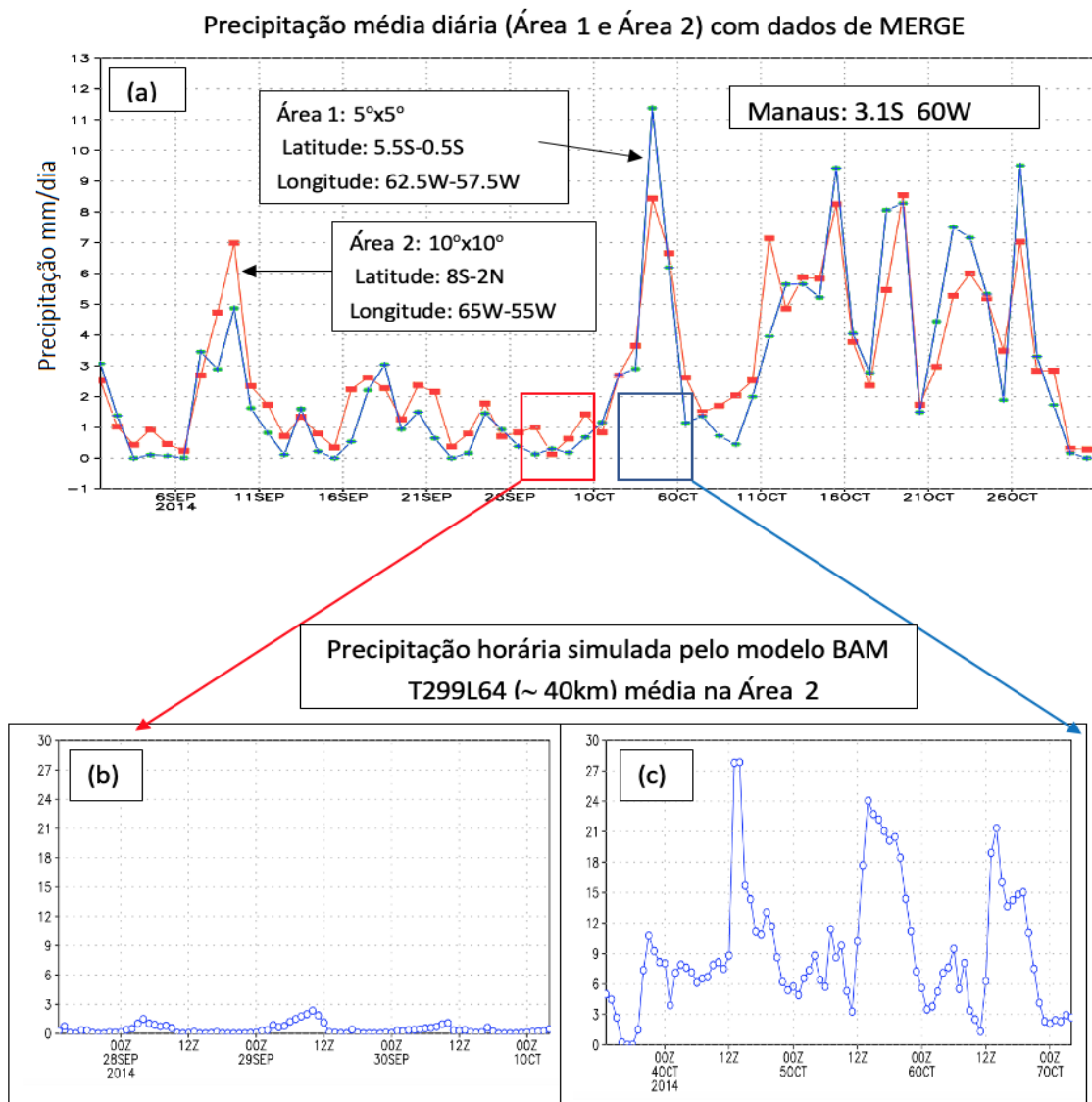
Desta forma, para poder comparar as rodadas do modelo global BAM com os dados do MERGE, foram selecionadas 2 áreas abrangendo a região central da Amazônia: a “Área 1”, compreendendo um domínio com resolução horizontal de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$; e a “Área 2”, possuindo $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ de resolução (Figura 5.2a). De maneira geral, o modelo BAM conseguiu capturar as características da precipitação nos dois intervalos selecionados. Tanto a ausência dela no intervalo sem convecção profunda (Figura 5.2b), como os volumes diários de precipitação durante o caso com convecção profunda (Figura 5.2c). Isto era importante para que se pudesse analisar as diferenças atmosféricas noturnas simuladas durante estes 2 casos.

5.2 Simulação do ciclo diurno do balanço de radiação e de fluxos de calor sensível e calor latente em superfície

O saldo de radiação na superfície é a principal fonte de energia para o aquecimento do ar (calor sensível), para a evaporação da água (calor latente) e para o aquecimento do solo. Portanto, é crucial realizar uma avaliação desta radiação líquida. A simulação do ciclo diurno do balanço de radiação, tanto de onda curta, como de onda longa, é apresentado na Figura 5.3, para ambos intervalos (com e sem convecção profunda). Nota-se nesta figura que os valores de radiação incidente (cor preta) no caso sem convecção profunda são ligeiramente maiores, devido a menor nebulosidade, do que no caso com esta convecção. Durante a noite não existem diferenças significativas na radiação de onda longa. Também, não existem diferenças significativas durante todo o ciclo diurno do saldo de radiação para ambos os intervalos.

Na Figura 5.4 são apresentados os fluxos de calor sensível e de calor latente simulados

Figura 5.2 - Precipitação diária (mm/dia) com dados de MERGE (ROZANTE et al., 2010) para duas áreas (“Área 1” e “Área 2”) indicadas na figura, em torno de Manaus-AM, para o intervalo de setembro e outubro de 2014.

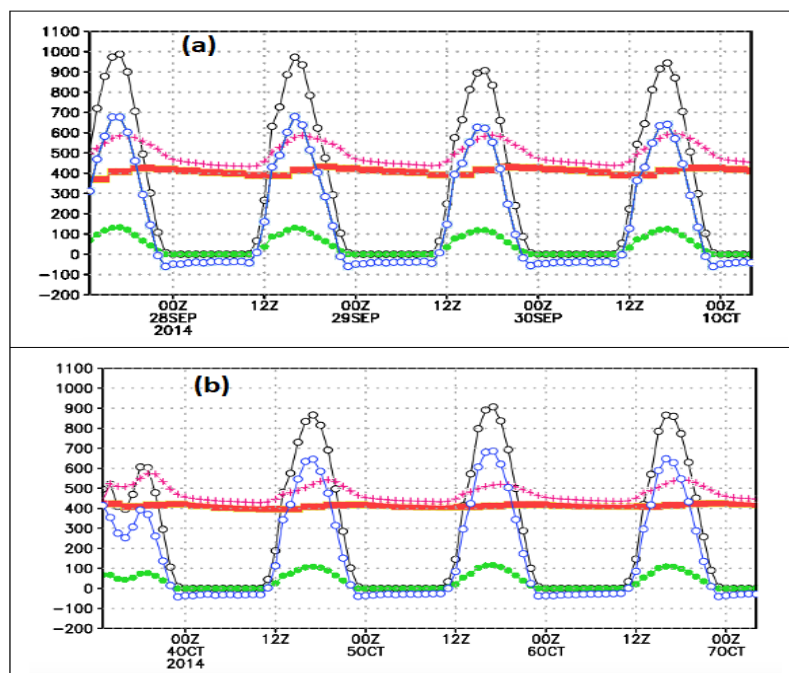


(a); precipitação simulada pelo modelo BAM para o caso sem convecção profunda, 28-30 de setembro de 2014 (b), e para o caso com esta convecção, 04-06 de outubro de 2014 (c).

Fonte: Produção do autor.

para os mesmos intervalos. Pode-se notar claramente durante o período diurno a inversão do padrão entre os valores de calor sensível e latente entre um caso e o outro. Durante o caso sem convecção profunda (Figura 5.4a) o calor latente (cor verde) é muito menor que o calor sensível, com um valor máximo na ordem de

Figura 5.3 - Balanço de radiação na superfície (W/m^2).



Casos sem (a) e com (b) convecção profunda: radiação de onda curta incidente (preto), radiação de onda curta refletida (verde), radiação de onda longa incidente (vermelho), radiação de onda longa emitida (roxo) e saldo de radiação (azul).

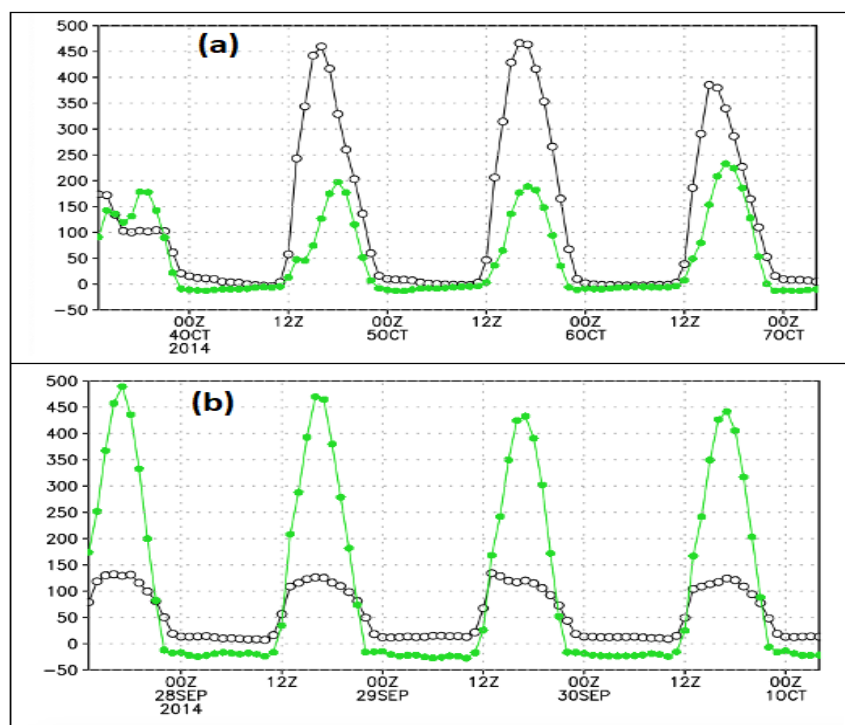
Fonte: Produção do autor.

$200 \text{ W}/\text{m}^2$, contrariamente ocorre durante o intervalo com convecção profunda com um máximo em torno de $400 \text{ W}/\text{m}^2$. Portanto, a razão de Bowen ($B = \text{fluxo de calor sensível}/\text{fluxo de calor latente}$) muda radicalmente. Como B é maior do que 0 e menor do que 1 durante o intervalo com convecção profunda, significa que a maior parte da energia neste caso na CLC é utilizada para a evaporação da água, aumentando a umidade na baixa troposfera e favorecendo a formação de nuvens. Este processo de aumento da umidade será tratado com maiores detalhes na Seção 5.4.

5.3 Simulação do ciclo diurno de vento e de temperatura potencial equivalente

Nas Figuras 5.5 e 5.6 são apresentados os perfis verticais de vento até 850 hPa (aproximadamente 1500 m) e temperatura potencial equivalente respectivamente, para os casos sem e com convecção.

Figura 5.4 - Fluxos de calor.



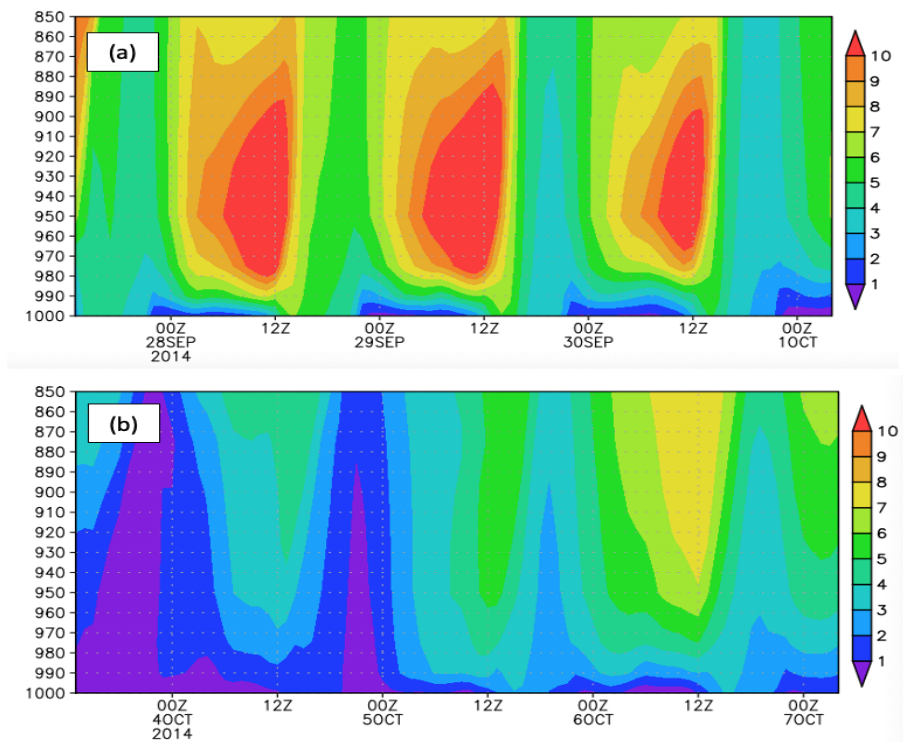
Calor sensível (linha preta) e latente (linha verde) para os casos sem (a) e com (b) convecção profunda.

Fonte: Produção do autor.

É importante mencionar que nestas figuras os horários estão em UTC (LT+4). Observa-se que na Figura 5.5, características noturnas muito similares às identificadas nos perfis verticais médios de vento observados com LIDAR estiveram, também, presentes nas simulações dos sem e com convecção. No caso sem convecção (Figura 5.5a) o vento é fraco em superfície e claramente mais intenso acima dos 980 hPa (aproximadamente 250 m). Ou seja, próximo do topo da CLN o cisalhamento vertical é forte e o vento atinge um valor máximo, caracterizando um jato de baixos níveis e permanecendo acelerado em praticamente toda a Camada Residual. Por outro lado, no intervalo com convecção profunda o cisalhamento não é tão intenso e não é possível identificar o jato noturno (Figura 5.5b).

Diferentes condições de estabilidade também podem ser constatadas entre os dois casos analisados (Figura 5.6). Durante as noites do caso sem convecção profunda, o gradiente vertical de temperatura potencial equivalente é maior do que no caso com convecção profunda. Isto vai de encontro ao que havia sido previamente iden-

Figura 5.5 - Perfis de vento (m/s) entre 1000 e 850 hPa.



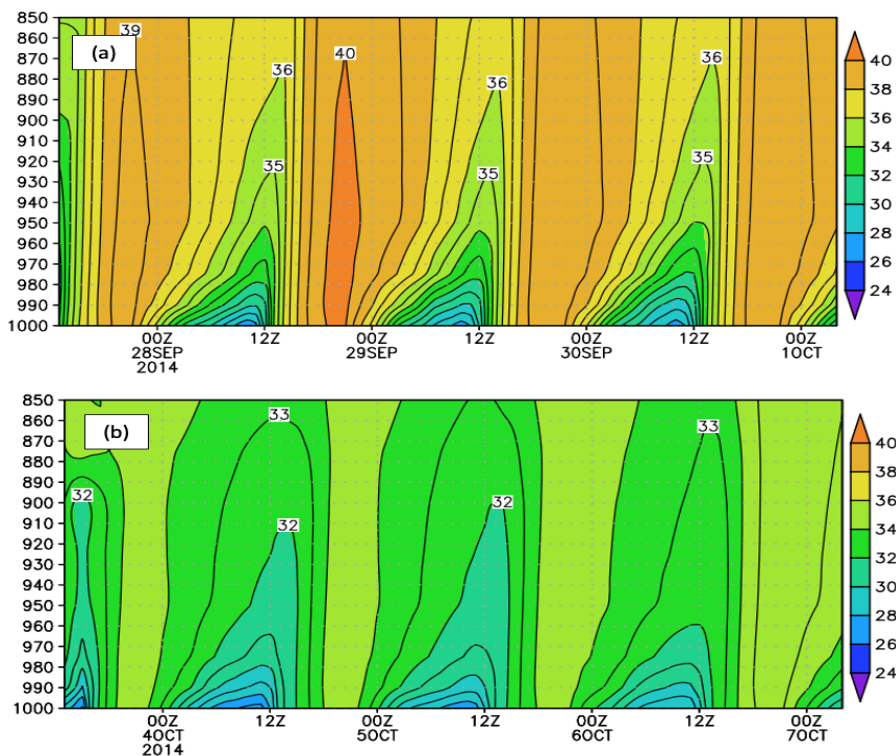
Casos sem (a) e com (b) convecção profunda.

Fonte: Produção do autor.

tificado pelas observações de radiossondagens. Pois, a estabilidade térmica auxilia para que ocorra a desconexão da camada próxima da superfície das camadas de ar mais elevadas, dificultando a troca vertical de momento e de escalares.

Na Figura 5.7a e b se pode ver as mesmas variáveis (vento horizontal e temperatura potencial virtual, respectivamente), porém considerando as médias dos intervalos dos casos sem (curva vermelha) e com (curva azul) convecção profunda. Observa-se as mesmas relações nestes gráficos: estabilidade maior e vento mais intenso (em 950 hPa) no caso sem convecção. Por sua vez, a Figura 5.7c e d mostram a variação do perfil de temperatura potencial equivalente durante durante a noite (00:00, 02:00 e 04:00 LT) e após nascer o Sol (08:00 e 10:00 LT) para os casos sem (c) e com (d) convecção. Nestas figuras pode-se notar que nos dias sem convecção profunda a erosão da CLN e o crescimento da CLC ocorre de mais acelerada em média.

Figura 5.6 - Perfis de temperatura potencial equivalente ($^{\circ}\text{C}$) entre 1000 e 850 hPa.



Casos sem (a) e com (b) convecção profunda.

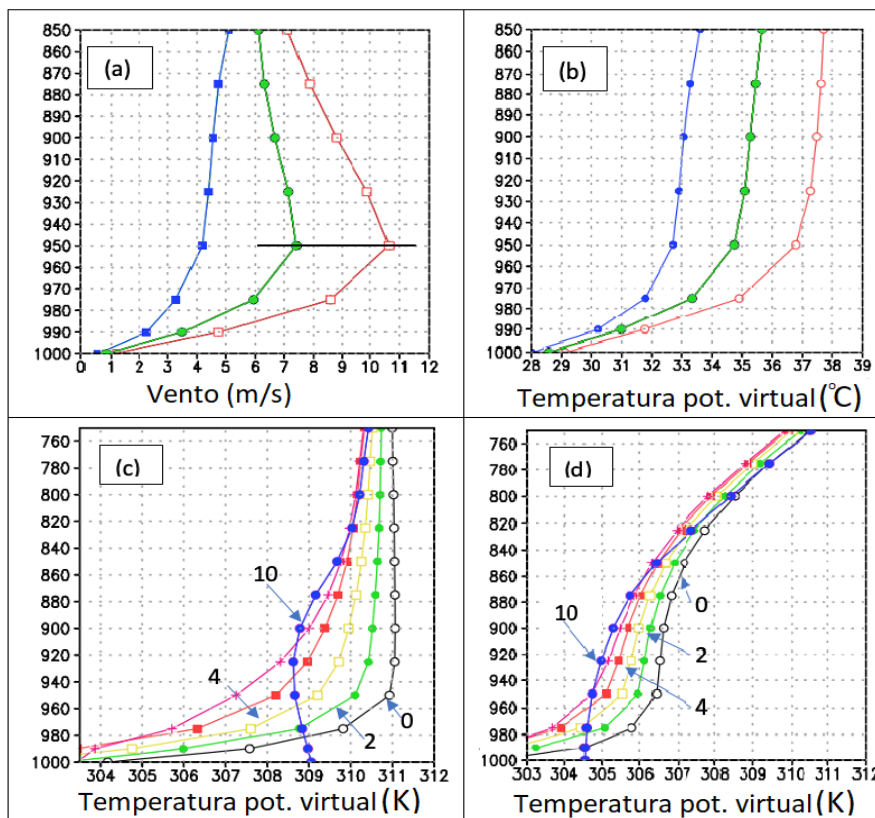
Fonte: Produção do autor.

5.4 Simulação do ciclo diurno de umidade

Nas Figuras 5.8 e 5.9 são mostrados os perfis verticais de umidade específica e de umidade relativa, respectivamente. A diferença entre os dois casos é significativa. Mas, também é interessante ver a diferença entre CLN e CLC. Para o caso com convecção profunda se pode ver valores altos de umidade específica e umidade relativa dentro da CLN, abaixo de 980 hPa (250 m, aproximadamente) em comparação ao período da tarde (durante a máxima convecção).

Entretanto, no caso com convecção profunda, durante o dia a umidade aumenta acima de 950 hPa (500 m, aproximadamente). Isto indica que de manhã cedo, logo após o nascer do Sol, a CLC cresce e eventualmente alcança a Camada Residual remanescente da noite anterior, fundindo-se com esta. Assim, a grande quantidade de vapor da água, que estava concentrada nesta camada e na CLN é misturada verticalmente pela CLC (Figuras 5.8b e 5.9b). Este processo é semelhante à emissão de poluentes emitidos na CLN e na Camada Residual, os quais são acumulados nestas

Figura 5.7 - Perfis de verticais modelados (níveis verticais entre 1000 e 850 hPa).



Perfis de vento (a) e temperatura potencial virtual (b) para os casos sem (cor vermelha) e com (cor azul) convecção profunda, e para a média (cor verde). Perfis de temperatura potencial virtual para diferentes horas local durante o caso sem (c) e com (d) convecção profunda.

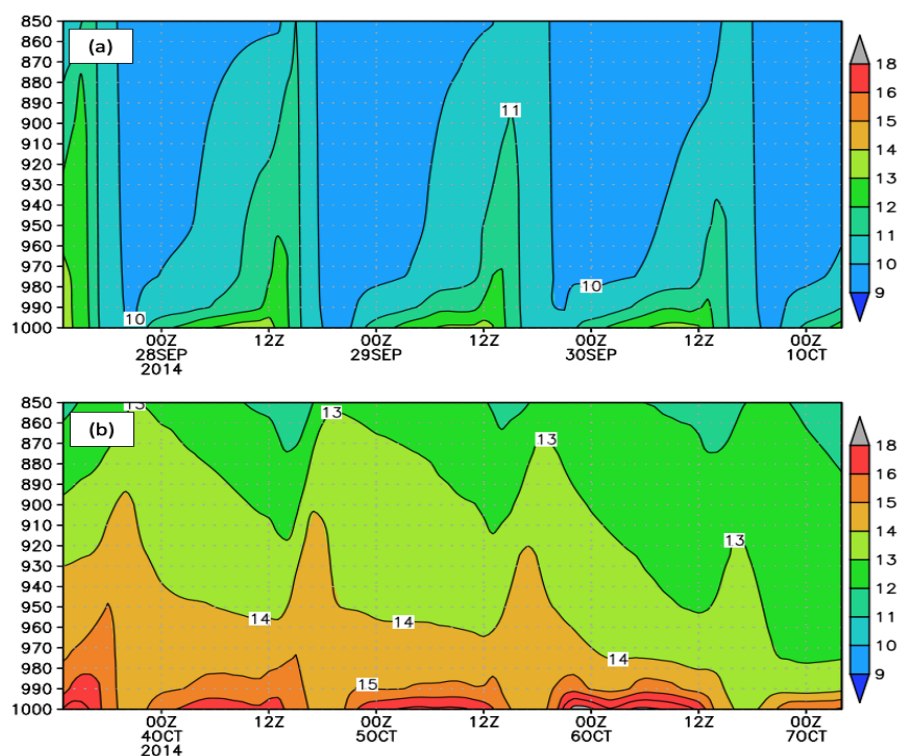
Fonte: Produção do autor.

camadas durante este período e, posteriormente, misturados durante o dia pela CLC (FREIRE; DIAS, 2013). Adicionalmente, a umidade misturada durante o dia pode ser entranhada com a Atmosfera Livre, podendo romper o nível de condensação por levantamento (NCL) e contribuir para a formação da convecção profunda diurna.

5.4.1 Fluxo de umidade integrada

Os resultados anteriores tanto observacionais como de modelagem, mostram uma complexa relação do vento horizontal com os regimes de turbulência e de estabilidade da CLP, os quais influenciam nos perfis verticais de umidade, tanto noturnos como diurnos. Contudo, é importante ressaltar que estes processos de microescala estão interligados, também, aos processos de maior escala. Pois, além de estarem re-

Figura 5.8 - Perfis de umidade específica (g/kg) entre 1000 e 850 hPa.



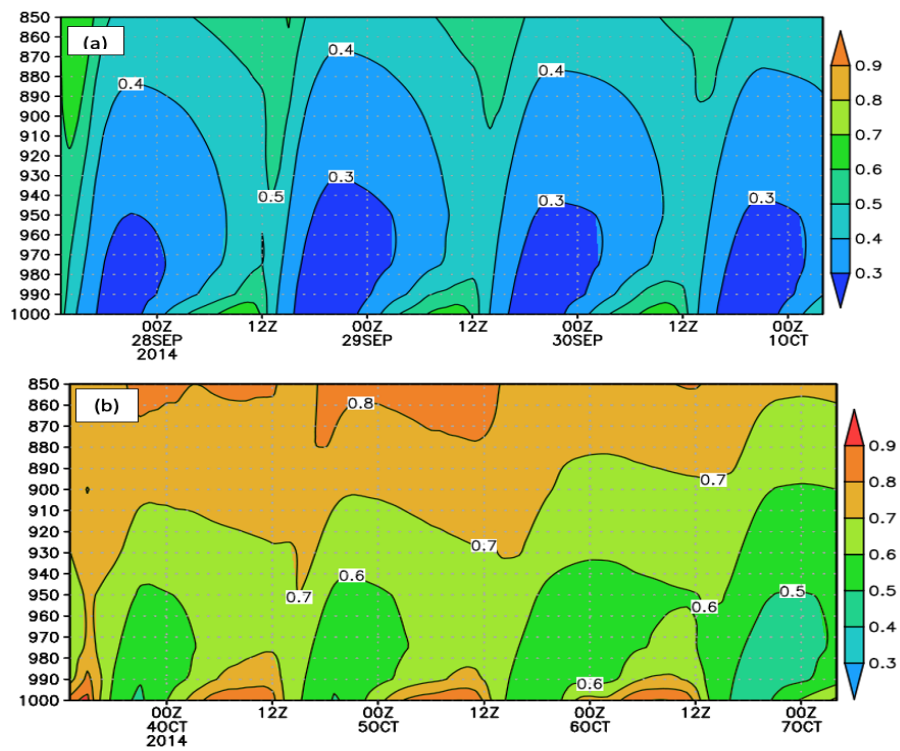
Casos sem (a) e com (b) convecção profunda.

Fonte: Produção do autor.

lacionados com diversos outros processos importantes para a geração de convecção profunda, ventos de larga escala são responsáveis pelo transporte horizontal de umidade. Este transporte de larga escala pode ser visto quando se relaciona os campos de precipitação (média entre 12:00 - 18:00 LT) dos intervalos sem (Figura 5.10a) e com (Figura 5.10c) convecção profunda com os campos de divergência de fluxo de umidade integrada na vertical, para os mesmos intervalos (Figura 5.10b e d).

Durante o caso sem convecção profunda, pode-se notar que a convergência da umidade integrada está mais concentrada sobre a Região Nordeste do Brasil, enquanto durante o intervalo com convecção profunda está localizada na Amazônia Central. Mas, neste caso mais convectivo, durante o dia, há um aumento do transporte horizontal de umidade proveniente do Oceano Atlântico Sul (a seta maior indica a origem da umidade). Logo, isto indica que além dos processos locais, a larga escala também exerce um papel fundamental no aumento da umidade sobre a Amazônia e, conseqüentemente, da convecção profunda.

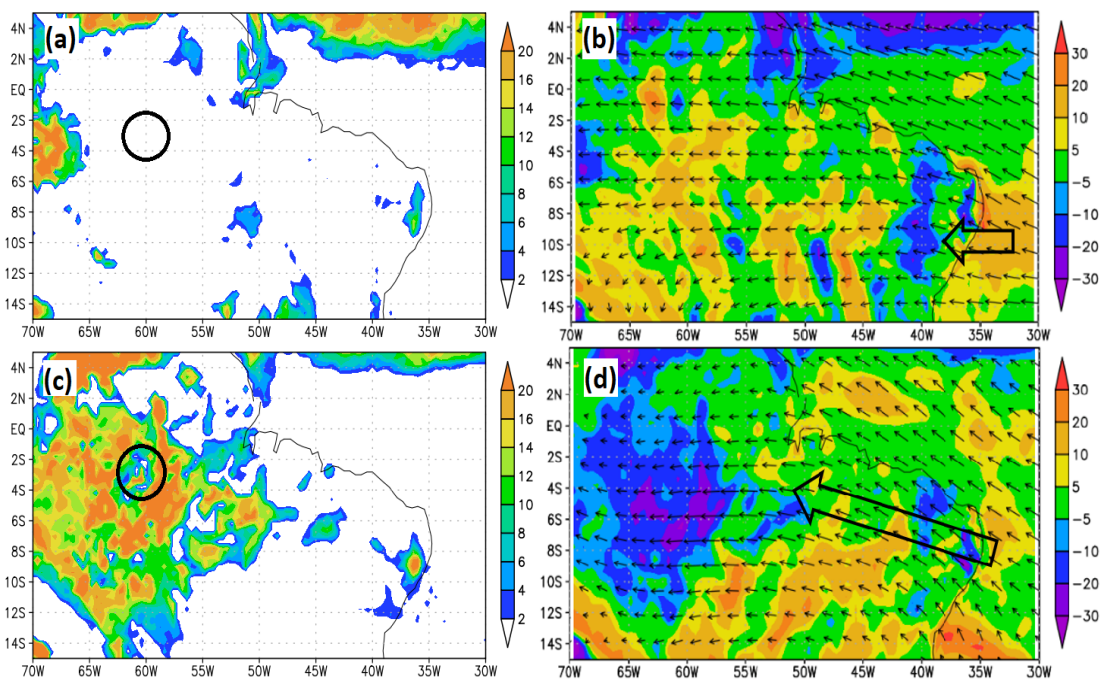
Figura 5.9 - Perfil de umidade relativa entre 1000 e 850 hPa.



Casos sem (a) e com (b) convecção profunda.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.10 - Precipitação (mm/dia) simulada pelo modelo BAM, para os casos sem (a) e com (c) convecção profunda..



Fluxo de umidade integrado verticalmente ($\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$) indicado pelas setas e divergência do fluxo de umidade integrado na vertical ($\times 10^5$ mm/s) em cores, para os casos sem (b) e com (d) convecção profunda. O círculo indica a posição geográfica de Manaus-AM, aproximadamente.

Fonte: Produção do autor.

6 CONCLUSÕES

A Amazônia é caracterizada pela intensa atividade convectiva, que favorece a liberação de energia na forma de calor latente, afetando diretamente a circulação atmosférica sobre toda a América do Sul. Logo, é de fundamental importância a compreensão dos processos físicos envolvidos na formação desta convecção, em especial aos relacionados com a Camada Limite Planetária (CLP). Pois, a compreensão destes processos podem contribuir para a melhoria de parametrizações físicas de modelos de previsão de tempo e clima para o Brasil. Muitos trabalhos já foram feitos nesta linha de processos físicos que afetam a formação das nuvens convectivas, como descrito na introdução, mas pouca atenção foi dada à relação entre a Camada Limite Noturna (CLN) e a formação ou não de nuvens de convecção profunda, ou de precipitação, durante o dia na Amazônia Central. Portanto, objetivo deste trabalho foi responder a seguinte pergunta científica: “Existe alguma relação entre a Camada Limite Noturna e a possibilidade de formação de nuvens de convecção profunda e de precipitação durante o dia na Amazônia Central?”.

A CLN possui diferentes características em relação a camada diurna, e está geralmente associada à estabilidade térmica e à diminuição da convecção. Além disso, os fluxos noturnos costumam ter menor intensidade em relação aos diurnos. Mas, a relação entre e o cisalhamento vertical do vento, que produz a turbulência, e a estabilidade térmica, que destrói a turbulência, faz com que o comportamento da CLN seja complexo. Assim, para responder a pergunta anterior foi feito um estudo observacional e de modelagem, relacionando a CLN com a ocorrência ou não da convecção profunda diurna na região central da Amazônia. Para a parte observacional foram usados os dados do experimento GOAmazon 2014/15, e para a parte modelagem o modelo operacional global do CPTEC (BAM). A seguir são enumerados os resultados mais importantes relativos à questão anterior:

- a) Os resultados das observações e de modelagem indicam que existe apenas uma fraca relação entre as variáveis em superfície da CLN (fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação, temperatura, umidade, vento, velocidade de fricção, parâmetro de estabilidade z/L e energia cinética turbulenta) com a ocorrência ou não da convecção profunda diurna;
- b) Os dados de vento de radiossondagens, de Radar Doppler (LIDAR) e experimentos de modelagem, mostram que existe uma clara relação entre o perfil de vento horizontal e a formação ou não de nuvens convectivas profundas durante o dia. Fortes ventos no topo da CLN e na Camada Residual e

fracos em superfície estão associados com dias sem convecção profunda (o inverso ocorre nos dias com esta nebulosidade);

- c) Os dados de umidade de radiosondagens e de experimentos de modelagem, mostram que existe uma relação entre o aumento da sua concentração no topo da CLN e acima desta, na Camada Residual, com a formação de nuvens convectivas profundas;
- d) Os experimentos de modelagem, mostram que os ventos fracos e altos valores de umidade acima da CLN (na Camada Residual), assim como a ocorrência de chuvas intensas durante o dia estão associados, também, a fatores de grandes escala.

A forma como a umidade da Camada Residual afeta no aumento da umidade na CLC e, conseqüentemente, influencia na formação de nuvens convectivas profundas, ainda não está clara. Aqui uma possível explicação: depois do nascer do Sol, a CLC cresce e eventualmente alcança a Camada Residual remanescente da noite anterior, fundindo-se com esta. Assim, a grande quantidade de vapor da água, que estava concentrada nesta camada e na CLN entranha com a CLC contribuindo para a formação da convecção profunda diurna. Finalmente, sugere-se que há dois fatores que estão favorecendo a formação das nuvens convectivas durante o dia: o crescimento da CLC nas primeiras horas da manhã, a partir de uma CLN fracamente estável (turbulenta) e de uma Camada Residual úmida; e a convergência de umidade de grande escala.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; DEGRAZIA, G. A. The coupling state of an idealized stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 145, n. 1, p. 211–228, 2012. 9, 10
- ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; MARONEZE, R.; JR, A. D. C.; PUHALES, F. S.; OLIVEIRA, P. E. S. External controls on the transition between stable boundary-layer turbulence regimes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n/a, 2021. 45
- ACEVEDO, O. C.; MAHRT, L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, n. 1, p. 19–30, 2010. 21
- ACEVEDO, O. C.; MAHRT, L.; PUHALES, F. S.; COSTA, F. D.; MEDEIROS, L. E.; DEGRAZIA, G. A. Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 695, p. 693–702, 2016. 9, 11, 12
- ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; SILVA, R. D.; 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, n. 5, p. 886–894, 2004. 13
- ANSELMO, E. M.; SCHUMACHER, C.; MACHADO, L. A. T. The amazonian low-level jet and its connection to convective cloud propagation and evolution. **Monthly Weather Review**, v. 148, n. 10, 2020. 2, 13
- ARYA, S. **Introduction to micrometeorology**. [S.l.]: Academic Press, 2001. 420 p. (International geophysics series). 7
- BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; BALTINK, H. K.; HOLTSLAG, A. A. M. A climatology of nocturnal low-level jets at cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627–1642, 2009. 8
- BÉLAIR, S.; MAILHOT, J.; STRAPP, J. W.; MACPHERSON, J. I. An examination of local versus nonlocal aspects of a tke-based boundary layer scheme in clear convective conditions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 10, p. 1499–1518, 1999. 82

BETTS, A. K.; FISCH, G.; RANDOW, C. V.; DIAS, M. A. F. S.; COHEN, J. C. P.; SILVA, R. D.; FITZJARRALD, D. R. The amazonian boundary layer and mesoscale circulations. In: _____. **Amazonia and global change**. [S.l.]: American Geophysical Union (AGU), 2013. p. 163–181. ISBN 9781118670347. [12](#), [13](#), [41](#)

BISCARO, T. S.; MACHADO, L. A. T.; GIANGRANDE, S. E.; JENSEN, M. P. What drives daily precipitation over central amazon? differences observed between wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 2020, p. 1–25, 2020. [2](#)

BLACKADAR, A. K. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 8, p. 3095–3102, 1962. [82](#), [87](#)

BRETHERTON, C. S.; PARK, S. A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3422–3448, 2009. [xii](#), [28](#), [84](#), [85](#), [86](#), [87](#), [88](#), [89](#)

BURBA, G. **Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: a field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates**. [S.l.]: LI-COR Biosciences, 2013. ISBN 9780615768274. [23](#)

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G. Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central amazon during a non-el niño year and el niño year (goamazon project 2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 9, p. 5547–5558, 2020. [12](#), [25](#)

CHOU, M.; SUAREZ, M. **A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies-1999**. [S.l.: s.n.], 1999. [28](#)

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J.; LIANG, X.-Z.; YAN, M. M.-H.; COTE, C. **A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies**. [S.l.: s.n.], 2001. [28](#)

COELHO, C. A.; SOUZA, D. C. de; KUBOTA, P. Y.; COSTA, S. M.; MENEZES, L.; GUIMARÃES, B. S.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; CAVALCANTI, I. F.; SAMPAIO, G.; KLINGAMAN, N. P.; BAKER, J. C. A. Evaluation of climate simulations produced with the brazilian global atmospheric model version 1.2. **Climate Dynamics**, v. 56, p. 1–26, 2020. [28](#)

COHEN, A. E.; CAVALLO, S. M.; CONIGLIO, M. C.; BROOKS, H. E. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern u.s. cold season severe weather environments. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 3, p. 591–612, 2015. 81

COHEN, J. C.; SÁ, L. D.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. W. High resolution simulation of low level jets in the eastern amazonia. In: **ICSHMO,8, 2006, Foz do Iguaçu, Brazil**. [S.l.: s.n.], 2006. p. 1733–1740. 13

COIFFIER, J. **Fundamentals of numerical weather prediction**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2011. 79

COOK, D. R. **Eddy correlation flux measurement system (ECOR) instrument handbook**. [S.l.: s.n.], 2018. 25

COSTA, F. D.; ACEVEDO, O. C.; MEDEIROS, L. E.; MARONEZE, R.; PUHALES, F. S.; CARVALHO, A. D.; CAMPONOGARA, L. F.; SANTOS, D. M. dos; MORTARINI, L. Stable boundary layer regimes in single column models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, p. null, 2020. 11, 12

COSTA, F. D.; ACEVEDO, O. C.; MOMBACH, J. C. M.; DEGRAZIA, G. A. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 8, p. 1714–1729, 2011. 9

CUXART, J.; HOLTSLAG, A. A. M.; BEARE, R. J.; BAZILE, E.; BELJAARS, A.; CHENG, A.; CONANGLA, L.; EK, M.; FREEDMAN, F.; HAMDI, R.; KERSTEIN, A.; KITAGAWA, H.; LENDERINK, G.; LEWELLEN, D.; MAILHOT, J.; MAURITSEN, T.; PEROV, V.; SCHAYES, G.; STEENEVELD, G.-J.; SVENSSON, G.; TAYLOR, P.; WENG, W.; WUNSCH, S.; XU, K.-M. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, p. 273–303, 2006. 7, 10, 82, 83

DELAGE, Y. Parameterising sub-grid scale vertical transport in atmospheric models under statically stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 82, n. 1, p. 23–48, 1997. 82

DIAS, M. A. F. S. **Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas**. São Paulo: USP: [s.n.], 2000. 20

DIAS, P. L. S.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689–2707, 1983. 1

DINIZ, G. **Meteorologia física**. Pelotas, RS: Editora Universitária UFPEL, 2006. 19, 22

DUPILKA, M. L.; REUTER, G. W. Forecasting tornadic thunderstorm potential in alberta using environmental sounding data. part ii: helicity, precipitable water, and storm convergence. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 3, p. 336–346, 2006. 19

DUYNKERKE, P. G. Application of the e – e turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 5, p. 865–880, 1988. 83

_____. Radiation fog: a comparison of model simulation with detailed observations. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 324–341, 1991. 82

_____. Turbulence, radiation and fog in dutch stable boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 447–477, 1999. 7

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. D.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 11, p. 1574–1594, 2009. 1

FENG, Z.; GIANGRANDE, S. **Description of the merged rwp-wacr-arscl cloud mask and cloud type for goamazon2014/5 pi data product**. [S.l.: s.n.], 2018. 4, 16, 17

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R. M.; FERNANDEZ, J. P. R.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G.; SILVA, J.; SILVA, J. R.; PENDHARKAR, J.; CAPISTRANO, V. B.; ALVIM, D. S.; ENORÉ, D. P.; DINIZ, F. L. R.; SATYAMURTI, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; NOBRE, P.; BARBOSA, H. M. J.; MENDES, C. L.; PANETTA, J. The brazilian global atmospheric model (BAM): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016. 27

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. D. S. Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, 1995. 1

- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.; DIAS, M. S.; LYRA, R. d. F.; NOBRE, C.; DOLMAN, A.; GASH, J. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47–59, 2004. [12](#)
- FOKEN, T. **Micrometeorology**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2008. 308 p. [7](#)
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603–628, 1996. [28](#)
- FREIRE, L. S.; DIAS, N. L. Residual layer effects on the modeling of convective boundary layer growth rates with a slab model using fife data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 23, p. 12869–12878, 2013. [61](#)
- FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical amazon? **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1306–1321, 1999. [1](#)
- GALPERIN, B.; KANTHA, L. H.; HASSID, S.; ROSATI, A. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 1, p. 55–62, 1988. [86](#)
- GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: _____. **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009. p. 297–316. [1](#)
- GIANGRANDE, S. E.; FENG, Z.; JENSEN, M. P.; COMSTOCK, J. M.; JOHNSON, K. L.; TOTO, T.; WANG, M.; BURLEYSON, C.; BHARADWAJ, N.; MEI, F.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; XIE, S.; TANG, S.; DIAS, M. A. F. S.; SOUZA, R. A. F. de; SCHUMACHER, C.; MARTIN, S. T. Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the observations and modeling of the green ocean amazon (goamazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 23, p. 14519–14541, 2017. [1](#), [2](#), [3](#), [5](#)
- GRECO, S.; ULANSKI, S.; GARSTANG, M.; HOUSTON, S. Low-level nocturnal wind maximum over the central amazon basin. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 1, p. 91–115, 1992. [41](#)
- GUIMARÃES, B. S.; COELHO, C. A. S.; WOOLNOUGH, S. J.; KUBOTA, P. Y.; BASTARZ, C. F.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; DE SOUZA, D. C.

Configuration and hindcast quality assessment of a Brazilian global sub-seasonal prediction system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 728, p. 1067–1084, 2020. 27

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, scielo, v. 27, p. 173 – 206, 07 2012. 20

HAM, J. M. Useful equations and tables in micrometeorology. In: _____. **Micrometeorology in agricultural systems**. [S.l.]: John Wiley & Sons, Ltd, 2015. cap. 23, p. 533–560. ISBN 9780891182689. 22

HAN, J.; PAN, H.-L. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the ncep global forecast system. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 4, p. 520 – 533, 2011. 28

HOLDRIDGE, D.; RITSCHKE, M.; COULTER, R.; KYROUAC, J.; KEELER, E. **Balloon-Borne Sounding System (SONDEWNP)**. [S.l.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014-01-01 to 2015-12-01; AMF1 (M1). ARM Data Center, 2017. 18

HOLT, T.; RAMAN, S. A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for first-order and turbulent kinetic energy closure schemes. **Reviews of Geophysics**, v. 26, n. 4, p. 761–780, 1988. ISSN 1944-9208. 84

HOLTON, J. R.; HAKIM, G. J. **An introduction to dynamic meteorology**. 5.ed.. ed. Amsterdam: Elsevier, 2013. 532 p. 9, 79, 80

HOLTSLAG, A. A. M.; STEENEVELD, G.-J. Single column modeling of atmospheric boundary layers and the complex interactions with the land surface. In: _____. **Encyclopedia of Complexity and Systems Science**. New York, NY: Springer New York, 2009. p. 8139–8153. 8, 81

HOLTSLAG, A. A. M.; SVENSSON, G.; BAAS, P.; BASU, S.; BEARE, B.; BELJAARS, A. C. M.; BOSVELD, F. C.; CUXART, J.; LINDVALL, J.; STEENEVELD, G. J.; TJERNSTRÖM, M.; VAN DE WIEL, B. J. H. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles: challenges for weather and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 11, p. 1691–1706, 2013. 81

HUANG, J. A simple accurate formula for calculating saturation vapor pressure of water and ice. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 6, p. 1265–1272, 2018. 19

KAIMAL, J.; FINNIGAN, J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. [S.l.]: Oxford University Press, 1994. 289 p. ISBN 9780195362770. 23

KAIMAL, J.; GAYNOR, J. Another look at sonic thermometry. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 56, n. 4, p. 401–410, 1991. 22

KOLMOGOROV, A. N. Dissipation of energy in a locally isotropic turbulence. **Doklady Akademiy Nauk SSSR**, v. 32, p. 141, 1941. 83

KUBOTA, P. Y. **Variabilidade de energia armazenada na superfície e seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP, 2012. 28

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; FISHER, V. A.; COE, M. T.; LENTERS, J. D.; YOUNG-MOLLING, C.; RAMANKUTTY, N.; NORMAN, J. M.; GOWER, S. T. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795–825, 2000. 28

KYROUAC, J.; HOLDRIDGE, D. **Surface Meteorological Instrumentation (MET)**. [S.l.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. DOI: 10.5439/1025220, 2014. 25

LI, W.; FU, R. Influence of cold air intrusions on the wet season onset over amazonia. **Journal of Climate**, v. 19, n. 2, 2006. 1

LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979. 82, 87

MACHADO, L. A. T.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; GIANGRANDE, S.; DIAS, M. A. F. S.; CECCHINI, M. A.; ALBRECHT, R.; ANDREAE, M. O.; ARAUJO, W. F.; ARTAXO, P.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BURLEYSON, C.; EICHHOLZ, C. W.; FAN, J.; FENG, Z.; FISCH, G. F.; JENSEN, M. P.; MARTIN, S. T.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M. L.; RIBAUD, J.-F.; ROSENFELD, D.; SARAIVA, J. M. B.; SCHUMACHER, C.; THALMAN, R.; WALTER, D.; WENDISCH, M. Overview: precipitation characteristics and

sensitivities to environmental conditions during goamazon2014/5 and acridicon-chuva. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, p. 6461–6482, 2018. 1, 2, 12, 49

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 375–396, 1999. 9, 11

MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, p. 255–278, 1998. 9, 11, 12

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; DIAS, P. L. S.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the south american monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012. 1

MARKWITZ, C.; SIEBICKE, L. Low-cost eddy covariance: a case study of evapotranspiration over agroforestry in germany. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 9, p. 4677–4696, 2019. 22

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.; JARDINE, K.; MEDEIROS, A.; PORTELA, B.; Sá, S. S. de; ADACHI, K.; AIKEN, A. C.; ALBRECHT, R.; ALEXANDER, L.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; BUSECK, P.; CHAND, D.; COMSTOCK, J. M.; DAY, D. A.; DUBEY, M.; FAN, J.; FAST, J.; FISCH, G.; FORTNER, E.; GIANGRANDE, S.; GILLES, M.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HUBBE, J.; JENSEN, M.; JIMENEZ, J. L.; KEUTSCH, F. N.; KIM, S.; KUANG, C.; LASKIN, A.; MCKINNEY, K.; MEI, F.; MILLER, M.; NASCIMENTO, R.; PAULIQUEVIS, T.; PEKOUR, M.; PERES, J.; PETÄJÄ, T.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; RIZZO, L.; SCHMID, B.; SHILLING, J. E.; DIAS, M. A. S.; SMITH, J. N.; TOMLINSON, J. M.; TóTA, J.; WENDISCH, M. The green ocean amazon experiment (goamazon2014/5) observes pollution affecting gases, aerosols, clouds, and rainfall over the rain forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981–997, 2017. 2

MARTIN, S. T.; 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.;

- PÖSCHL, U.; DIAS, M. A. S.; SMITH, J. N.; WENDISCH, M. Introduction: observations and modeling of the green ocean amazon (goamazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016. 1, 2, 15
- MATHER, J. H.; VOYLES, J. W. The arm climate research facility: a review of structure and capabilities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 3, p. 377–392, 2013. 15
- MAYTA, V. C.; AMBRIZZI, T.; ESPINOZA, J. C.; DIAS, P. L. S. The role of the madden–julian oscillation on the amazon basin intraseasonal rainfall variability. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 1, p. 343–360, 2019. 1
- MCNIDER, R. T.; ENGLAND, D. E.; FRIEDMAN, M. J.; SHI, X. Predictability of the stable atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1602–1614, 1995. 9, 82
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974. 84
- _____. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 89
- MORRIS, V.; BRIAN. **Boundary-layer height data with CEIL (CEILPBLHT)**. [S.l.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. DOI: 10.5439/1095593, 2014. 25
- NASCIMENTO, E. de L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005. 19, 20
- NEALE, R. B.; GETTELMAN, A.; PARK, S.; CONLEY, A. J.; KINNISON, D.; MARSH, D.; SMITH, A. K.; VITT, F.; MORRISON, H.; CAMERON-SMITH, P.; COLLINS, W. D.; IACONO, M. J.; EASTER, R. C.; LIU, X.; TAYLOR, M. A.; CHEN, C. chieh; LAURITZEN, P. H.; WILLIAMSON, D. L.; GARCIA, R.; LAMARQUE, J. francois; MILLS, M.; TILMES, S.; GHAN, S. J.; RASCH, P. J.; METEOROLOGY, M. **Description of the ncar community atmosphere model (cam 5.0)**. [S.l.: s.n.], 2010. 2009–038451 p. 84, 85, 86, 87, 89
- NEWSOM, R. K.; SIVARAMAN, C.; SHIPPERT, T. R.; RIIHIMAKI, L. D. **Doppler lidar wind value-added product**. [S.l.: s.n.], 7 2015. 21

- NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of amazonian climate: Main features. In: _____. **Amazonia and global change**. [S.l.]: American Geophysical Union (AGU), 2013. 1
- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: I. observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1, p. 141–162, 1993. 41
- PLEIM, J. E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. part i: Model description and testing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 9, p. 1383–1395, 2007. 81
- RADIĆ, V.; MENOUNOS, B.; SHEA, J.; FITZPATRICK, N.; TESSEMA, M. A.; DÉRY, S. J. Evaluation of different methods to model near-surface turbulent fluxes for a mountain glacier in the Cariboo Mountains, BC, Canada. **The Cryosphere**, v. 11, n. 6, p. 2897–2918, 2017. 24
- RANNIK Üllar; VESALA, T.; PELTOLA, O.; NOVICK, K. A.; AURELA, M.; JÄRVI, L.; MONTAGNANI, L.; MÖLDER, M.; PEICHL, M.; PILEGAARD, K.; MAMMARELLA, I. Impact of coordinate rotation on eddy covariance fluxes at complex sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107940, 2020. 23
- REBMANN, C.; KOLLE, O.; HEINESCH, B.; QUEECK, R.; IBROM, A.; AUBINET, M. Data acquisition and flux calculations. In: _____. **Eddy covariance**. [S.l.]: Springer, 2012. p. 59–83. 22
- RICHIARDONE, R.; MANFRIN, M.; FERRARESE, S.; FRANCONI, C.; FERNICOLA, V.; GAVIOSO, R. M.; MORTARINI, L. Influence of the sonic anemometer temperature calibration on turbulent heat-flux measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 142, n. 3, p. 425–442, 2012. 22, 23
- RITSCHKE, M. **ARM surface meteorology systems instrument handbook**. [S.l.: s.n.], 2009. 25
- ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over south america. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885 – 894, 2010. xii, 26, 55, 56
- SANTOS, M. J. dos; DIAS, M. A. F. S.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus city, Amazon

Region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, p. 13,233–13,249, 2014. 1, 13

SCHOTANUS, P.; NIEUWSTADT, F.; BRUIN, H. D. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, n. 1, p. 81–93, 1983. 23

STENSRUD, D. J. **Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models**. United Kingdom: Cambridge University Press, 2011. 480 p. 9

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p. 7, 8, 9, 10, 24, 79, 80, 81

SUN, J.; MAHRT, L.; BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 1, p. 338–351, 2012. 11

TARASOVA, T. A.; FOMIN, B. A. Solar radiation absorption due to water vapor: advanced broadband parameterizations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 11, p. 1947–1951, 2000. 28

WENG, W.; TAYLOR, P. A. On modelling the one-dimensional atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, n. 2, p. 371–400, 2003. 82

WYNGAARD, J. C. Modelling the planetary boundary layer - extension to the stable case. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 9, p. 441–460, 1975. 84

_____. Atmospheric turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, n. 1, p. 205–234, 1992. 9

XIE, S.; COOK, D. **Quality Controlled Eddy Correlation Flux Measurement (30QCECOR)**. [S.l.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. DOI: 10.5439/1190027, 2014. 21

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V. The advanced regional prediction system (arps) – a multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. part i: model dynamics and verification. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 75, n. 3, p. 161–193, 2000. 82

ZHANG, D.; RIIHIMAKI, L. **Doppler Lidar Profiles (DLPROFWIND4NEWS)**. [S.l.]: Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. DOI: 10.5439/1190027, 2014. 20

ZHUANG, Y.; FU, R.; MARENGO, J. A.; WANG, H. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the central amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 5, p. 2649–2666, 2017. 2, 13, 20

APÊNDICE A - PARAMETRIZAÇÕES DA CLN E DO MODELO GLOBAL BAM

A.1 Parametrizações de Camada Limite Noturna

O sistema de equações implementado nos modelos atmosféricos é obtido a partir de equações gerais básicas da atmosfera, utilizando algumas simplificações baseadas na ordem de magnitude dos vários termos que, por sua vez, dependem da escala a ser representada. Além disso, como ressaltado por Coiffier (2011), muitas vezes são utilizadas algumas aproximações, tais como, a hidrostática (equações primitivas), ou então, é assumido que o vento horizontal é não-divergente, ou ainda, a atmosfera é representada através de um único nível vertical (modelo de água rasa), além de outras aproximações. De maneira geral, o conjunto de equações é baseado nos princípios de conservação de momento (Segunda Lei de Newton, Equações A.1, A.2 e A.3), de energia (Primeira Lei da Termodinâmica, Equação A.4), de massa (Equação da Continuidade, A.5) e de escalares (por exemplo, a umidade, Equação A.6), juntamente com a equação do estado (Lei dos Gases Ideais, Equação A.7) (HOLTON; HAKIM, 2013; STULL, 1988):

$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 v \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \nabla^2 w \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = S_\theta + \nu_\theta \nabla^2 \theta \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{Dq}{Dt} = S_q + \nu_q \nabla^2 q \quad (\text{A.6})$$

$$p = \rho R_d T_v \quad (\text{A.7})$$

As equações acima estão descritas em coordenadas cartesianas (x , y e z), onde $D/Dt \equiv \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ é a definição de derivada material. Além disso, u , v e w representam as componentes tridimensionais do vento, t é o tempo, p é a pressão atmosférica, θ é a temperatura potencial do ar, T_v é a temperatura virtual do ar, q é a umidade específica do ar, ρ é a densidade do ar, g é a aceleração

da gravidade, f é o parâmetro de Coriolis, R_d é a constante específica dos gases para o ar seco ($R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ν é a viscosidade cinemática do ar, ν_θ é a difusividade térmica e ν_q é a difusividade molecular de vapor d'água no ar. Além disso, nas equações A.4 e A.6, S_θ representa a soma de termos diabáticos como liberação de calor latente e divergência do fluxo radiativo e S_q representa a soma de termos de fontes ou sumidouros de umidade específica.

A turbulência possui uma característica quase caótica, o que impossibilita a sua descrição completa e exata. Contudo, pode-se reescrever o sistema de equações anterior, obtendo-se um novo sistema para as variáveis médias. Assim, separando as variáveis dependentes presentes no sistema de equações básicas em componentes médias (\bar{u} , \bar{v} , \bar{w} , $\bar{\theta}$, \bar{q} , \bar{p} , $\bar{\rho}$ e \bar{T}_v) e perturbadas (u' , v' , w' , θ' , q' , p' , ρ' e T'_v), conforme a média de Reynolds descrita em 2.1, e assumindo a incompressibilidade do ar ($D\rho/Dt = 0$) na Equação da Continuidade (A.5), obtém-se um novo sistema de equações (STULL, 1988; HOLTON; HAKIM, 2013):

$$\frac{D\bar{u}}{Dt} = f\bar{v} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \left(\frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (\text{A.8})$$

$$\frac{D\bar{v}}{Dt} = -f\bar{u} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - \left(\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{v} \quad (\text{A.9})$$

$$\frac{D\bar{w}}{Dt} = -g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \left(\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'^2}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{w} \quad (\text{A.10})$$

$$\frac{D\bar{\theta}}{Dt} = \bar{S}_\theta - \left(\frac{\partial \overline{u'\theta'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\theta'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \right) + \nu_\theta \nabla^2 \bar{\theta} \quad (\text{A.11})$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.12})$$

$$\frac{D\bar{q}}{Dt} = \bar{S}_q - \left(\frac{\partial \overline{u'q'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'q'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} \right) + \nu_q \nabla^2 \bar{q} \quad (\text{A.13})$$

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_d \bar{T}_v \quad (\text{A.14})$$

onde \bar{S}_θ representa a soma de termos diabáticos médios, \bar{S}_q representa a soma de termos médios de fontes ou sumidouros de umidade específica e \bar{D}/Dt é definido como $\bar{D}/Dt \equiv \partial/\partial t + \bar{u}\partial/\partial x + \bar{v}\partial/\partial y + \bar{w}\partial/\partial z$. Comparando-se o sistema A.8 a A.14 com o descrito pelas Equações A.1 a A.7, observa-se uma grande semelhança entre os dois, com exceção da presença de alguns termos adicionais presentes no lado direito das Equações A.8, A.9, A.10, A.11 e A.13. Nestes termos têm-se, além das variâncias das três componentes do vento ($\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$ e $\overline{w'^2}$), os fluxos cinemáticos

turbulentos de momento ($\overline{u'v'}$, $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$), de energia na forma de calor sensível ($\overline{u'\theta'}$, $\overline{v'\theta'}$ e $\overline{w'\theta'}$) e de umidade específica ($\overline{u'q'}$, $\overline{u'q'}$ e $\overline{v'q'}$), que estão relacionados com o fluxo de energia na forma de calor latente. Portanto, os termos adicionais presentes no sistema de equações para as variáveis médias representam a divergência dos fluxos turbulentos.

Além da questão envolvendo os processos de subgrade, tem-se que o sistema de equações descrito anteriormente não é fechado, pois existem mais variáveis do que equações. Pode-se obter novas equações para as variáveis desconhecidas, porém novas incógnitas surgem ao se realizar esta tarefa. Isto é conhecido como problema de fechamento do sistema de equações, como discutido por [Stull \(1988\)](#). Para contornar este problema pode-se utilizar um número finito de equações e aproximar/parametrizar as incógnitas em função de quantidades conhecidas. Métodos que utilizam esta técnica são classificados como esquemas de fechamento local ou não-local. Quando o fechamento é local, somente aqueles níveis verticais que são diretamente adjacentes a um determinado ponto afetam as variáveis neste ponto. Por outro lado, no fechamento não-local os valores das incógnitas em um determinado ponto são parametrizados pelos valores das quantidades de muitos pontos no espaço. Estes esquemas costumam representar de maneira mais adequada os processos de mistura e o crescimento de camadas mais instáveis (CLC), mas também adicionam mais complexidade e um maior custo computacional nos modelos de previsão numérica ([STULL, 1988](#); [COHEN et al., 2015](#)). Existem, também, esquemas que combinam os dois conceitos simultaneamente, tais como o visto em [Pleim \(2007\)](#).

Conforme destacado em [Holtslag et al. \(2013\)](#), no caso de camadas estáveis, tais como a CLN, esquemas que utilizam fechamento local podem ser utilizados de maneira eficiente para a representação numérica destas camadas. Dentre este métodos, pode se citar o esquema de primeira ordem. Neste método são escritas equações prognósticas para as variáveis médias (momentos estatísticos de primeira ordem), mas os momentos estatísticos de segunda ordem (fluxos turbulentos e variâncias) são parametrizados. Um dos esquemas de fechamento mais frequentemente utilizado é o esquema de primeira ordem, conhecido também como “Teoria K”. Nesta teoria, o fluxo vertical turbulento $\overline{w'A'}$ de uma variável genérica A é escrito em função do gradiente vertical da variável média (\overline{A}) e de um coeficiente de difusão K_A , assim, seguindo [Holtslag e Steeneveld \(2009\)](#):

$$\overline{w'A'} = -K_A \frac{\partial \overline{A}}{\partial z} \quad (\text{A.15})$$

Diferentes parametrizações de primeira ordem foram utilizadas, para simulação da CLE, em centros operacionais de pesquisa e de previsão de tempo e clima no decorrer dos anos (DUYNKERKE, 1991; MCNIDER et al., 1995; DELAGE, 1997, entre outros). Como exemplo desse tipo de parametrização, pode-se citar a apresentada por Louis (1979). Neste trabalho o autor descreve um esquema de primeira ordem para a representação dos fluxos verticais turbulentos de calor, de momento e de vapor d'água. Para isso, o coeficiente de difusão de momento (K_m) foi descrito como sendo função de uma escala de comprimento, chamada de comprimento de mistura turbulento de momento (l_m), e de uma função de estabilidade (f_m) que depende do número de Richardson (Ri), que é definido pela razão entre o termo de destruição térmica e os termos de produção mecânica na equação da ECT 2.3:

$$K_m = l_m^2 \left| \frac{\Delta v}{\Delta z} \right| f_m \quad (\text{A.16})$$

O comprimento de mistura turbulento de momento (l_m) na equação A.16 foi descrito de forma semelhante à formulação de Blackadar (1962) e dado como uma função da altura (z), de um número adimensional, conhecido como constante de Von Kármán ($\kappa = 0.4$), e de um parâmetro ajustável, conhecido como comprimento assintótico (λ):

$$l_m = \frac{\kappa z}{1 + \frac{\kappa z}{\lambda}} \quad (\text{A.17})$$

E a função de estabilidade f_m foi determinada pelo autor como sendo:

$$f_m = (1 + 4.7Ri)^{-2} \quad (\text{A.18})$$

Além dos esquemas de fechamento de primeira ordem, esquemas de ordem 1.5 também são muito utilizados para representação numérica da CLE. Nestes esquemas, além das equações para as médias, é descrita uma equação adicional como, por exemplo, para a Energia Cinética Turbulenta (ECT). Estes métodos muitas vezes são classificados como sendo do tipo $e - l$ ou do tipo $e - \varepsilon$ (CUXART et al., 2006). Parametrizações do tipo $e - l$ possuem equações para as variáveis médias e uma equação prognóstica somente para a energia cinética turbulenta por unidade de massa (BÉLAIR et al., 1999; XUE et al., 2000; WENG; TAYLOR, 2003, entre outros). Nestes casos, os coeficientes de difusão de momento (K_m) e de calor (K_h) geralmente são descritos como dependendo: de constantes ajustáveis (c_m e c_h), da ECT por unidade de massa (\bar{e}) e, da mesma forma que os fechamentos de primeira ordem,

dos comprimentos de mistura turbulentos de momento e de calor (l_m e l_h , respectivamente) e das funções de estabilidade (f_m e f_h , respectivamente) (CUXART et al., 2006). Assim:

$$K_m = c_m \sqrt{\bar{e}} l_m f_m \quad (\text{A.19})$$

$$K_h = c_h \sqrt{\bar{e}} l_h f_h \quad (\text{A.20})$$

Neste caso, para parametrizar a dissipação viscosa (ε) na equação prognóstica da ECT (2.3) dos modelos $e - l$, pode-se utilizar a formulação de Kolmogorov (KOLMOGOROV, 1941; CUXART et al., 2006). Têm-se, então:

$$\varepsilon = c_\varepsilon \frac{\bar{e}^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad (\text{A.21})$$

onde c_ε também é uma constante ajustável e l_ε é a escala de comprimento de dissipação. Portanto, esquemas de fechamento de ordem 1.5 do tipo $e - l$ se diferenciam pelos valores utilizados para as constantes de ajuste (c_m , c_h e c_ε) e pelas parametrizações utilizadas para descrever os comprimentos de mistura e as funções de estabilidade.

Com relação aos esquemas de fechamento de ordem 1.5 do tipo $e - \varepsilon$, além de uma equação prognóstica para a energia cinética turbulenta, é utilizada uma equação prognóstica para a dissipação de energia (CUXART et al., 2006). Estes esquemas são utilizados principalmente na engenharia, podendo ser vantajosos em casos de escoamentos irregulares. Como exemplo de modelo deste tipo, pode-se citar o descrito por Duynderke (1988), onde a equação prognóstica para a dissipação é dada como sendo uma função de um termo de transporte ($\overline{w'\varepsilon'}$), de dois coeficientes de ajuste ($c_{1\varepsilon}$ e $c_{2\varepsilon}$) e de um termo (P) representando a soma dos termos de produção de ECT:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'\varepsilon'}}{\partial z} + \frac{\varepsilon}{\bar{e}} (c_{1\varepsilon} P - c_{2\varepsilon} \varepsilon) \quad (\text{A.22})$$

Como pôde ser visto, tanto os esquemas de fechamento de primeira ordem como os de ordem 1.5 dependem de funções de estabilidade, as quais estão relacionadas com o número de Richardson (Ri). Estas funções, podem ser classificadas como sendo de cauda-curta ou cauda-longa. Funções de estabilidade de cauda-curta tendem mais

rápido a zero quando o número de Richardson aumenta. Por outro lado, os esquemas de cauda-longa tendem a se aproximar mais lentamente a zero. Em outras palavras, formulações de cauda-longa tendem a mostrar maior mistura na CLE, prevenindo resfriamentos excessivos para alguns casos estáveis, enquanto que os de cauda-curta são mais adequados para regiões planas em situações muito estáveis.

Se ao invés de parametrizar os fluxos turbulentos e variâncias, forem escritas equações prognósticas para estes, o esquema é dito como sendo de segunda ordem. Mas, quando se obtém este conjunto de equações, surgem momentos estatísticos de terceira ordem (correlações triplas) (MELLOR; YAMADA, 1974; WYNGAARD, 1975). É possível aumentar ainda mais a ordem de fechamento. Contudo, também aumentará o número de equações prognósticas, a complexidade das equações envolvidas e o custo computacional do modelo (MELLOR; YAMADA, 1974; HOLT; RAMAN, 1988).

A.2 Parametrização de Camada Limite Úmida do Modelo Global BAM

Na atual versão do modelo BAM, está implementada de forma operacional na previsão de tempo do CPTEC/INPE um esquema de difusão turbulenta baseado em Bretherton e Park (2009), denominado “UWMT” por estes autores. Não esquema de Bretherton e Park (2009) os fluxos turbulentos são parametrizados pela Teoria K. Desta forma, é considerada uma difusão de momento e de escalares, que se conservam dentro de camadas turbulentas, no sentido do gradiente (*downgradient*), conforme a Equação A.15. Estes coeficientes de difusão são calculados a partir da ECT local de forma semelhante às Equações A.19 e A.20, mas sem as constantes ajustáveis (c_m e c_h) (NEALE et al., 2010):

$$K = \sqrt{\bar{\epsilon}} l f_A \quad (\text{A.23})$$

onde f_A representa a função de estabilidade para uma variável turbulenta genérica. Apesar de utilizar a ECT ($\bar{\epsilon}$) para representar estes coeficientes de difusão, o esquema de Bretherton e Park (2009) é classificado como sendo de primeira ordem. Pois, o termo de armazenamento na Equação 2.3, que representa a variação temporal local de ECT, é negligenciado ($\partial\bar{\epsilon}/\partial t = 0$). Logo, a equação da ECT se torna uma equação diagnóstica.

Uma característica importante do esquema de Bretherton e Park (2009) é o tratamento diferenciado da turbulência em condições saturadas. Pois, se uma parcela de ar saturada é deslocada verticalmente, pode ocorrer evaporação ou condensa-

ção das gotas de água e, portanto, a temperatura potencial virtual (θ_v) não se conserva. Tomando isto em consideração, os autores reescreveram o termo de produção/destruição térmica, presente na equação prognóstica da ECT (Equação 2.3), da seguinte maneira (NEALE et al., 2010):

$$\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v} = c_h \overline{w's'_l} + c_q \overline{w'q'} \quad (\text{A.24})$$

onde s_l é a energia estática líquido/gelo e c_h e c_q são coeficientes termodinâmicos. Pode-se reescrever a umidade específica total (q) como uma soma nas 3 diferentes fases: vapor (q_v), líquido (q_l) e gelo (q_i). Assim:

$$q = q_v + q_l + q_i \quad (\text{A.25})$$

A energia estática (s_l) e os coeficientes termodinâmicos (c_h e c_q) também podem ser reescritos (NEALE et al., 2010; BREThERTON; PARK, 2009):

$$s_l = c_p T + gz - L_v q_l - (L_v + L_f) q_i \quad (\text{A.26})$$

$$c_h = a c_{hs} + c_{hu} (1 - a) \quad (\text{A.27})$$

$$c_q = a c_{qs} + c_{qu} (1 - a) \quad (\text{A.28})$$

Nestas equações, c_p é o calor específico à pressão constante, T é a temperatura, L_v é o calor latente de vaporização, L_f é o calor latente de congelamento e a é a fração de cobertura de nuvens. Além disso, c_{hs} e c_{qs} são coeficientes que descrevem a contribuição dos gradientes de s_l e q em condições de ar saturado e, por sua vez, c_{hu} e c_{qu} descrevem a contribuição dos gradientes em condições de ar não-saturado.

Logo, ao invés de considerarem a temperatura potencial (θ) no termo de produção/destruição térmica, Bretherton e Park (2009) utilizam a umidade específica (q) e a energia estática (s_l) para representarem este termo. Pois, estas variáveis se conservam em condições saturadas. Conseqüentemente, considerando que o número de Richardson (Ri) é dado pela razão entre o termo de produção/destruição térmica e o termo de produção mecânica de turbulência, conclui-se que o efeito da saturação também é levado em consideração no cálculo de Ri .

Na parametrização de Bretherton e Park (2009) o número de Richardson (Ri) é utilizado para avaliar a estabilidade dinâmica de cada nível em cada coluna vertical

do modelo (NEALE et al., 2010). Assim, um conjunto de diferentes níveis é diagnosticado como sendo uma camada (turbulenta) estavelmente estratificada quando $0 < Ri < Ri_c = 0.19$. Por outro lado, um conjunto de níveis verticais é diagnosticado como sendo uma camada (turbulenta) convectiva se $Ri < 0$ e, ainda, quando $Ri > Ri_c$ a camada é considerada não-turbulenta. Após classificar estas camadas, são determinadas, também, as regiões de entranhamento nos limites das camadas convectivas. Portanto, o número de camadas turbulentas presentes em cada coluna é arbitrário, dependendo do perfil termodinâmico da atmosfera. Isto significa que a turbulência elevada é tratada da mesma forma que a turbulência gerada pelos efeitos da superfície em Bretherton e Park (2009). Contudo, é importante destacar que os fluxos de calor (energia), umidade e momento em superfície são obtidos externamente e não são calculados pelo esquema.

Outra característica da parametrização de Bretherton e Park (2009) é a de não considerar o transporte não-local de escalares, apesar deste estar presente em regiões/camadas convectivas. Pois, como as quantidades estão bem misturadas nas camadas convectivas, este transporte não tem grande impacto nos perfis dos escalares dentro destas camadas (BRETHERTON; PARK, 2009). Contudo, existe um tratamento diferenciado na maneira como é calculada a difusão turbulenta (K) nas camadas convectivas. Pois, nestas camadas:

$$K_h = \sqrt{\bar{\epsilon}} l \langle f_h \rangle \quad (\text{A.29})$$

$$K_m = \sqrt{\bar{\epsilon}} l \langle f_m \rangle \quad (\text{A.30})$$

Nestas equações, $\langle f_h \rangle$ e $\langle f_m \rangle$ representam médias verticais das funções de estabilidade dentro das camadas convectivas, que são calculadas utilizando uma média vertical do número de Richardson nestas camadas $\langle Ri \rangle$.

As funções de estabilidade utilizadas foram descritas como em Galperin et al. (1988):

$$f_h = \frac{\alpha_5}{1 + \alpha_3 G_h} \quad (\text{A.31})$$

$$f_m = \frac{\alpha_1 + \alpha_2 G_h}{(1 + \alpha_3 G_h)(1 + \alpha_4 G_h)} \quad (\text{A.32})$$

onde $\alpha_1 = 0.5562$, $\alpha_2 = -4.3640$, $\alpha_3 = -34.6764$, $\alpha_4 = -6.1272$ e $\alpha_5 = 0.6986$ são constantes e G_h é uma razão de estabilidade adimensional que é dada em função do

número de Richardson (Ri). O valor de G_h utilizado por Bretherton e Park (2009) foi calculado a partir da equação diagnóstica da ECT, onde foi obtida a seguinte relação entre G_h e Ri :

$$[\alpha_4(\alpha_3 - 2b_1\alpha_5)Ri + 2b_1\alpha_2]G_h^2 + [(\alpha_3 + \alpha_4 - 2b_1\alpha_5)Ri + 2b_1\alpha_1]G_h + Ri = 0 \quad (\text{A.33})$$

onde $b_1 = 5.8$. A equação quadrática obtida na formulação anterior implica que existem diferentes soluções para G_h , dependendo do valor de Ri . Mas, os autores restringiram o valor máximo de G_h como sendo de 0.0233. Assim, considerando este limite superior de G_h e as possíveis raízes da Equação A.33, tem-se que:

- Se $Ri < 0$ (camada convectiva), então $0 < G_h < 0.0233$;
- Se $0 < Ri < Ri_c = 0.19$ (camada estável), então $G_h < 0$;
- Se $Ri > Ri_c = 0.19$ (camada não-turbulenta), então não existe G_h que satisfaça as condições estabelecidas e, conseqüentemente, $K = 0$.

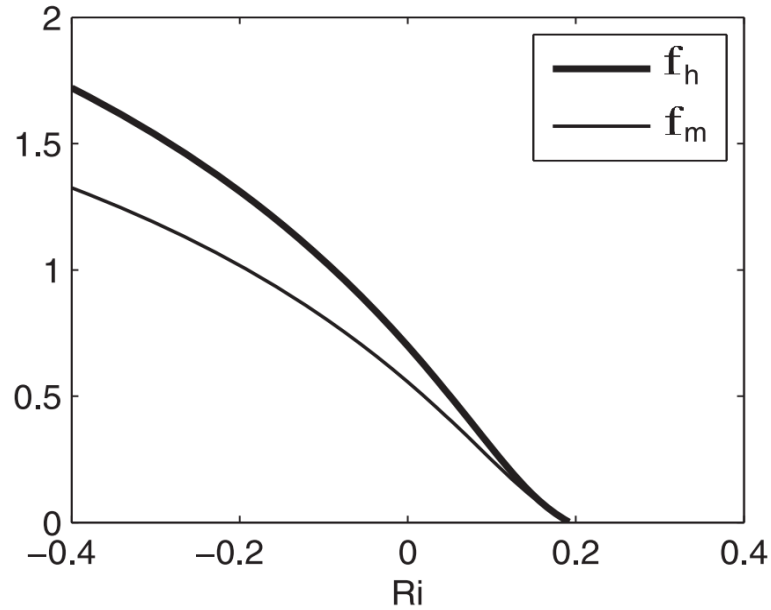
Em situações muita convectivas, o valor de Ri tende a ficar mais negativo, se aproximando de -44.5 . Assim, nestas situações, a partir da Equação A.33, tem-se que o valor de G_h tende a 0.0233 (valor máximo). Conseqüentemente, das Equações A.31 e A.32 tem-se que f_h tende a 3.64 e f_m tende a 2.76. Por outro lado, em situações de neutralidade, tem-se $Ri = 0$ e $G_h = 0$ e, assim, obtém-se $f_h = 0.6985$ e $f_m = 0.5562$. Por sua vez, em condições estáveis, ambas funções tendem a zero rapidamente à medida que Ri se aproxima de $Ri_c = 0.19$. Este comportamento pode ser melhor visualizado na Figura A.1, que representa as funções de estabilidade f_m e f_h em relação ao número de Richardson (Ri). Desta forma, estas funções de estabilidade podem ser classificadas como sendo de cauda-curta, por não admitirem turbulência para valores maiores do que Ri_c .

A escala de comprimento turbulenta utilizada (l), tanto para momento, calor e umidade, foi baseada em (BLACKADAR, 1962) (Equação A.17), assim como em Louis (1979), mas modificada (NEALE et al., 2010):

$$\left(\frac{1}{l}\right)^3 = \left(\frac{1}{\kappa z}\right)^3 + \left(\frac{1}{\lambda}\right)^3 \quad (\text{A.34})$$

O comprimento assintótico é descrito como $\lambda = \xi Z$, onde Z é a altura da camada e ξ é uma constante de proporcionalidade, que em camadas estáveis é dada por

Figura A.1 - Funções de estabilidade de calor (f_h) e de momento (f_m) da parametrização de Bretherton e Park (2009) em função do número de Richardson (Ri).



Fonte: Adaptado de Bretherton e Park (2009).

$\xi = 0.085$ e em camadas convectivas ξ é descrita como:

$$\xi = 0.085 \left[2 - e^{\min(0, \langle Ri \rangle)} \right] \quad (\text{A.35})$$

onde e mais uma vez representa o número de Euler ($\approx 2,7182$).

Mas, além das equações para representação da difusão dentro das camadas turbulentas, a parametrização de Bretherton e Park (2009) utiliza uma formulação específica para o entranhamento que ocorre nos limites das camadas convectivas. A formulação do coeficiente de difusão (K) nestas regiões de entranhamento é dada por:

$$K = w_e \Delta z_e \quad (\text{A.36})$$

onde Δz_e é a espessura da camada de entranhamento e w_e representa a taxa de entranhamento.

Com relação a ECT, além de negligenciar a variação local ($\partial \bar{e} / \partial t = 0$), termo I

na Equação 2.3, Bretherton e Park (2009) parametrizaram os demais termos da equação. Desta forma, a produção mecânica de ECT, termos *II* e *III* na Equação 2.3, pode ser reescrita utilizando as Equações A.15 e A.23:

$$-\overline{u'w'}\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}-\overline{v'w'}\frac{\partial\bar{v}}{\partial z}=K_m\left[\left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial\bar{v}}{\partial z}\right)^2\right] \quad (\text{A.37})$$

De maneira similar, utilizando as Equações A.15, A.23 e A.24, a produção/destruição térmica de ECT, termo *IV* na Equação 2.3, pode ser parametrizada como (NEALE et al., 2010):

$$\frac{g}{\theta_v}\overline{w'\theta'_v}=-K_h\left(c_h\frac{\partial\bar{s}_l}{\partial z}+c_q\frac{\partial\bar{q}}{\partial z}\right) \quad (\text{A.38})$$

Por sua vez, o transporte de ECT, termo *V* na Equação 2.3, é considerado apenas em camadas convectivas. Isto é realizado utilizando uma aproximação da ECT local ($\bar{\epsilon}$) com relação à ECT média na camada convectiva ($\langle\bar{\epsilon}\rangle$) (NEALE et al., 2010):

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'e}+\frac{\overline{p'w'}}{\rho}\right)=\frac{a_e(\langle\bar{\epsilon}\rangle-\bar{\epsilon})\sqrt{\bar{\epsilon}}}{l} \quad (\text{A.39})$$

Assim, em camadas estáveis $a_e = 0$ (sem transporte) e em camadas convectivas $a_e = 1$. Ondas de gravidade propagando para fora da camada convectiva podem influenciar no termo de transporte e diminuir uma pequena fração da ECT dentro da camada convectiva. Contudo, negligenciando estas perdas, a média espacial do termo de transporte sobre toda a estrutura vertical da camada convectiva é aproximadamente igual a zero (NEALE et al., 2010).

Por último, a dissipação viscosa de ECT (ϵ), termo *VI* na Equação 2.3, é descrita conforme Mellor e Yamada (1982):

$$\epsilon=\frac{\bar{\epsilon}^{3/2}}{b_1l} \quad (\text{A.40})$$

APÊNDICE B - DATAS IDENTIFICADAS COM CONVECÇÃO PROFUNDA

Tabela B.1 - Dias em que foi identificada a presença (“Sim”) ou ausência (“Não”) de convecção profunda (“C. P.”) em 2014, bem como os dias sem dados (“NA”).

2014									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
19/02	NA	24/04	Sim	26/06	Sim	28/08	Não	30/10	Não
20/02	Não	25/04	Sim	27/06	Sim	29/08	Não	31/10	Não
21/02	Sim	26/04	Sim	28/06	Sim	30/08	Não	01/11	Não
22/02	Sim	27/04	Não	29/06	Não	31/08	Não	02/11	Não
23/02	Sim	28/04	Não	30/06	Não	01/09	Sim	03/11	Não
24/02	NA	29/04	Não	01/07	Não	02/09	Não	04/11	Sim
25/02	Não	30/04	Não	02/07	Sim	03/09	Não	05/11	Sim
26/02	Sim	01/05	Sim	03/07	Sim	04/09	Não	06/11	Sim
27/02	NA	02/05	Não	04/07	Não	05/09	Não	07/11	Não
28/02	NA	03/05	Não	05/07	Não	06/09	Não	08/11	Não
01/03	NA	04/05	Sim	06/07	Não	07/09	Sim	09/11	Sim
02/03	Sim	05/05	Não	07/07	Não	08/09	Sim	10/11	Não
03/03	Não	06/05	Não	08/07	Não	09/09	Sim	11/11	Não
04/03	Sim	07/05	Não	09/07	Sim	10/09	Sim	12/11	Sim
05/03	NA	08/05	Não	10/07	Sim	11/09	Não	13/11	Sim
06/03	Não	09/05	Sim	11/07	Sim	12/09	Sim	14/11	Sim
07/03	Sim	10/05	Não	12/07	Sim	13/09	Sim	15/11	Sim
08/03	Sim	11/05	Sim	13/07	Não	14/09	Não	16/11	Sim
09/03	Não	12/05	Não	14/07	Não	15/09	Não	17/11	Sim
10/03	Não	13/05	Não	15/07	Não	16/09	Sim	18/11	Sim
11/03	Sim	14/05	Não	16/07	Sim	17/09	Sim	19/11	Não
12/03	Sim	15/05	Não	17/07	Sim	18/09	Não	20/11	Sim
13/03	Sim	16/05	Sim	18/07	Sim	19/09	Não	21/11	Não
14/03	Não	17/05	Sim	19/07	Não	20/09	Não	22/11	Sim
15/03	Sim	18/05	Não	20/07	Sim	21/09	Não	23/11	Não
16/03	Não	19/05	Sim	21/07	Não	22/09	Sim	24/11	Sim
17/03	Sim	20/05	Sim	22/07	Sim	23/09	Não	25/11	Não
18/03	Não	21/05	Não	23/07	Não	24/09	Sim	26/11	Não
19/03	Sim	22/05	Não	24/07	Não	25/09	Não	27/11	Sim

(continua)

Tabela B.1 – Continuação

2014									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
20/03	Sim	23/05	Sim	25/07	Não	26/09	Não	28/11	Sim
21/03	Sim	24/05	Sim	26/07	Não	27/09	Não	29/11	Não
22/03	Sim	25/05	Sim	27/07	Não	28/09	Não	30/11	Não
23/03	Sim	26/05	Sim	28/07	Não	29/09	Não	01/12	Não
24/03	Não	27/05	Sim	29/07	Não	30/09	Não	02/12	Sim
25/03	Não	28/05	Não	30/07	Não	01/10	Não	03/12	Não
26/03	Sim	29/05	Não	31/07	Não	02/10	Sim	04/12	Não
27/03	Sim	30/05	Sim	01/08	Não	03/10	Sim	05/12	Sim
28/03	Sim	31/05	Não	02/08	Não	04/10	Sim	06/12	Não
29/03	Não	01/06	Não	03/08	Não	05/10	Não	07/12	Não
30/03	Não	02/06	Não	04/08	Sim	06/10	Sim	08/12	Sim
31/03	Sim	03/06	Não	05/08	NA	07/10	Não	09/12	Não
01/04	Sim	04/06	Sim	06/08	NA	08/10	Não	10/12	Sim
02/04	Sim	05/06	Não	07/08	Sim	09/10	Não	11/12	Sim
03/04	Não	06/06	Sim	08/08	Não	10/10	Sim	12/12	Sim
04/04	Não	07/06	Não	09/08	Sim	11/10	Não	13/12	Não
05/04	Não	08/06	Não	10/08	Não	12/10	Sim	14/12	Sim
06/04	Não	09/06	Não	11/08	Sim	13/10	Sim	15/12	Sim
07/04	Não	10/06	Não	12/08	Não	14/10	Sim	16/12	Sim
08/04	Não	11/06	Sim	13/08	Não	15/10	Sim	17/12	Sim
09/04	Sim	12/06	Sim	14/08	Não	16/10	Sim	18/12	Sim
10/04	Sim	13/06	Não	15/08	Sim	17/10	Não	19/12	Sim
11/04	Não	14/06	Não	16/08	Sim	18/10	Sim	20/12	Sim
12/04	Sim	15/06	Não	17/08	Não	19/10	Não	21/12	Sim
13/04	NA	16/06	Sim	18/08	Não	20/10	Não	22/12	Sim
14/04	Sim	17/06	Não	19/08	Não	21/10	Sim	23/12	Sim
15/04	Sim	18/06	Sim	20/08	Não	22/10	Não	24/12	Não
16/04	Não	19/06	Sim	21/08	Não	23/10	Sim	25/12	Sim
17/04	Sim	20/06	Não	22/08	Não	24/10	Sim	26/12	Sim
18/04	Sim	21/06	Sim	23/08	Não	25/10	Sim	27/12	Não
19/04	Não	22/06	Não	24/08	Não	26/10	Sim	28/12	Sim
20/04	Sim	23/06	Não	25/08	Não	27/10	Sim	29/12	Sim
21/04	Sim	24/06	Não	26/08	Não	28/10	Não	30/12	Não

(continua)

Tabela B.1 – Continuação

2014									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
22/04	Não	25/06	Não	27/08	Sim	29/10	Não	31/12	Não
23/04	Sim								

Fonte: Produção do autor.

Tabela B.2 - Mesmo que a Tabela B.1, porém para o ano de 2015.

2015									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
01/01	Sim	09/03	Não	15/05	Não	21/07	Sim	26/09	Não
02/01	Sim	10/03	Não	16/05	Sim	22/07	Sim	27/09	Não
03/01	Não	11/03	Sim	17/05	Não	23/07	Não	28/09	Não
04/01	Sim	12/03	Não	18/05	Não	24/07	Não	29/09	Não
05/01	Sim	13/03	Sim	19/05	Sim	25/07	Sim	30/09	Não
06/01	Sim	14/03	Sim	20/05	Não	26/07	Não	01/10	Sim
07/01	Não	15/03	Não	21/05	Não	27/07	Não	02/10	Não
08/01	Sim	16/03	Sim	22/05	Não	28/07	Não	03/10	Não
09/01	Sim	17/03	Sim	23/05	Sim	29/07	Não	04/10	Não
10/01	Sim	18/03	Sim	24/05	Sim	30/07	Não	05/10	Não
11/01	Sim	19/03	Sim	25/05	Não	31/07	Não	06/10	Não
12/01	Sim	20/03	Sim	26/05	Não	01/08	Não	07/10	Não
13/01	Sim	21/03	Não	27/05	Sim	02/08	Não	08/10	Não
14/01	Sim	22/03	Sim	28/05	Sim	03/08	Não	09/10	Não
15/01	Sim	23/03	Sim	29/05	Não	04/08	Não	10/10	Não
16/01	Não	24/03	Sim	30/05	Sim	05/08	Não	11/10	Não
17/01	Sim	25/03	Não	31/05	Não	06/08	Sim	12/10	Sim
18/01	Sim	26/03	Não	01/06	Não	07/08	Não	13/10	Sim
19/01	Sim	27/03	Não	02/06	Sim	08/08	Não	14/10	Não
20/01	Sim	28/03	Sim	03/06	Não	09/08	Não	15/10	Não
21/01	Não	29/03	Sim	04/06	Não	10/08	Não	16/10	Não
22/01	Sim	30/03	Não	05/06	Não	11/08	Não	17/10	Não
23/01	Sim	31/03	Sim	06/06	Não	12/08	Não	18/10	Não
24/01	Sim	01/04	Sim	07/06	Sim	13/08	Não	19/10	Sim
25/01	Sim	02/04	Sim	08/06	Não	14/08	Não	20/10	Não
26/01	Não	03/04	Não	09/06	Sim	15/08	Não	21/10	Sim

(continua)

Tabela B.2 – Continuação

2015									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
27/01	Não	04/04	Não	10/06	Sim	16/08	Não	22/10	Não
28/01	Sim	05/04	Não	11/06	Sim	17/08	Não	23/10	Não
29/01	Sim	06/04	Não	12/06	Não	18/08	Não	24/10	Não
30/01	Sim	07/04	Não	13/06	Sim	19/08	Não	25/10	Sim
31/01	Sim	08/04	Sim	14/06	Sim	20/08	Sim	26/10	Não
01/02	Sim	09/04	Sim	15/06	Não	21/08	Não	27/10	Não
02/02	Sim	10/04	Sim	16/06	Não	22/08	Não	28/10	Sim
03/02	Não	11/04	Não	17/06	Não	23/08	Não	29/10	Sim
04/02	Não	12/04	Sim	18/06	Sim	24/08	Não	30/10	Não
05/02	Não	13/04	Sim	19/06	Sim	25/08	Não	31/10	Não
06/02	Não	14/04	Não	20/06	Não	26/08	Sim	01/11	Não
07/02	Não	15/04	Sim	21/06	Sim	27/08	Não	02/11	Não
08/02	Sim	16/04	Sim	22/06	Não	28/08	Não	03/11	Sim
09/02	Sim	17/04	Sim	23/06	Não	29/08	Sim	04/11	Sim
10/02	Sim	18/04	Sim	24/06	Não	30/08	Sim	05/11	Sim
11/02	NA	19/04	Não	25/06	Não	31/08	Não	06/11	Sim
12/02	NA	20/04	Sim	26/06	Não	01/09	Não	07/11	Não
13/02	NA	21/04	Sim	27/06	Sim	02/09	Sim	08/11	Não
14/02	Não	22/04	Não	28/06	Não	03/09	Não	09/11	Não
15/02	Não	23/04	Não	29/06	Não	04/09	Sim	10/11	Não
16/02	Não	24/04	Sim	30/06	Não	05/09	Não	11/11	Sim
17/02	Não	25/04	Sim	01/07	Não	06/09	Não	12/11	Não
18/02	Não	26/04	Sim	02/07	Não	07/09	Não	13/11	Não
19/02	Não	27/04	NA	03/07	Sim	08/09	Não	14/11	Não
20/02	Não	28/04	NA	04/07	Não	09/09	Não	15/11	Não
21/02	Não	29/04	NA	05/07	Sim	10/09	Não	16/11	Não
22/02	Sim	30/04	Não	06/07	Não	11/09	Não	17/11	Não
23/02	Não	01/05	Sim	07/07	Não	12/09	Não	18/11	Não
24/02	Sim	02/05	Sim	08/07	Sim	13/09	Não	19/11	Não
25/02	Não	03/05	Sim	09/07	Sim	14/09	Não	20/11	Sim
26/02	Sim	04/05	Não	10/07	Não	15/09	Sim	21/11	Sim
27/02	Não	05/05	Sim	11/07	Não	16/09	Não	22/11	Não
28/02	Não	06/05	Sim	12/07	Não	17/09	Não	23/11	Não

(continua)

Tabela B.2 – Continuação

2015									
Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.	Dia	C. P.
01/03	Sim	07/05	Sim	13/07	Não	18/09	Não	24/11	Sim
02/03	Sim	08/05	Não	14/07	Não	19/09	Não	25/11	Não
03/03	Sim	09/05	Sim	15/07	Não	20/09	Não	26/11	Sim
04/03	Não	10/05	Sim	16/07	Sim	21/09	Não	27/11	Sim
05/03	Sim	11/05	Não	17/07	Não	22/09	Não	28/11	Não
06/03	Sim	12/05	Não	18/07	Não	23/09	Não	29/11	Não
07/03	Não	13/05	Não	19/07	NA	24/09	Não	30/11	Não
08/03	Sim	14/05	Sim	20/07	NA	25/09	Não		

Fonte: Produção do autor.