



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS
AMBIENTAIS

MARCOS BARRADAS GONCALVES

LINHAS DE INSTABILIDADE E TROCAS TURBULENTAS NA
INTERFACE FLORESTA AMAZÔNICA-ATMOSFERA

Belém-PA

2023

MARCOS BARRADAS GONCALVES

**LINHAS DE INSTABILIDADE E TROCAS TURBULENTAS NA
INTERFACE FLORESTA AMAZÔNICA-ATMOSFERA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais vinculado ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Embrapa Amazônia Oriental, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Clima e dinâmica socioambiental na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

Orientador: Cléo Quaresma Dias Júnior.

Coorientadora: Júlia Clarinda Paiva Cohen.

Belém-PA

2023

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de
acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos
pelo(a) autor(a)**

G6351 Gonçalves, Marcos Barradas.

Linhas de instabilidade e trocas turbulentas na interface floresta
amazônica-atmosfera / Marcos Barradas Gonçalves. — 2023.

72 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Cleo Quaresma Dias Júnior
Coorientação: Prof^a. Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais,
Belém, 2023.

1. Climatologia. 2. Linhas de instabilidade. 3. El
Niño. 4. Fluxos turbulentos. 5. Amazônia. I. Título.

CDD 551.609811

MARCOS BARRADAS GONCALVES

**LINHAS DE INSTABILIDADE E TROCAS TURBULENTAS NA
INTERFACE FLORESTA AMAZÔNICA-ATMOSFERA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais vinculado ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Embrapa Amazônia Oriental, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Clima e dinâmica socioambiental na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

Data de aprovação: 05/05/2023

Banca Examinadora:



Professor Cléo Quaresma Dias Júnior – Orientador
Doutor em Clima e Meio ambiente
Instituto Federal do Pará – IFPA

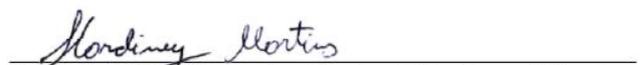


Dr. Mário Augusto G. Jardim
MCTC-Museu Paraense Emílio Goeldi
SIAPE: 672.470-1

Professor Mário Augusto Gonçalves Jardim – Membro
Doutor em Ciências Biológicas
Museu Paraense Emílio Goeldi – MPEG



Professor Glauber Guimarães Cirino da Silva – Membro
Doutor em Clima e Meio ambiente
Universidade Federal do Pará – UFPA



Professor Hardiney dos Santos Martins – Membro
Doutor em Física
Instituto Federal do Pará – IFPA

Dedico esse trabalho a todos aqueles que estiveram ao meu lado ao longo dessa jornada, eu expresso minha mais sincera gratidão.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me dar sempre a força necessária, por ser meu suporte e refúgio nos meus momentos de angústia.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES Brasil, pelo financiamento da pesquisa.

À UFPA pela oportunidade de ter um ensino gratuito, de qualidade, e por toda estrutura disponível.

Ao ATTO, pela disponibilização dos dados, para que essa pesquisa pudesse ser executada, minha eterna gratidão.

Ao corpo docente do curso de Pós-graduação em Ciências Ambientais.

Ao professor Cléo Quaresma por tanto ensinamento, paciência e por ter acreditado em mim, mesmo sendo algo distante de minha formação.

À professora Júlia Cohen, pelas contribuições valiosíssimas em sua co-orientação.

Aos colegas de graduação e Pós-graduação por toda ajuda na construção desse trabalho, de modo mais que especial ao Flávio D'Oliveira, por ser luz e tão paciente comigo.

A minha família, por ser tão presente e luz em dias tenebrosos.

Aos amigos, em especial a Nayana Vieira, que sempre me ajudaram para que eu continuasse, e me dando palavras de conforto para prosseguir.

Ao meu companheiro de vida, Pablo Patrick, que acompanhou toda essa trajetória e foi colo quando precisei, e paciente comigo.

“Eu prefiro ter perguntas que não podem ser respondidas, a ter respostas que não podem ser questionadas”

(Richard Feynman)

RESUMO

As linhas de instabilidade (LIs) são fenômenos convectivos que frequentemente ocorrem na atmosfera tropical e já foram largamente investigados pela comunidade científica. Neste trabalho recorreu-se a dados experimentais de alta frequência coletados no sítio Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) durante dois anos, um deles considerado “Normal” (2014) e o outro foi um ano de forte El Niño (2015), e as imagens de satélites da região central da Amazônia. O objetivo foi investigar se há influência em anos de El Niño no número de ocorrência de linhas e conseqüentemente no impacto que esses fenômenos exercem na precipitação, temperatura, umidade relativa, radiação e fluxos turbulentos calculados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos. Para isso, recorreu-se aos ciclos diários médios dessas grandezas para diferentes estações e para os diferentes anos. Os resultados mostraram um aumento da ocorrência das linhas de instabilidade em ano de El Niño. Notou-se que durante a presença das LIs ocorreram: 1) elevadas taxas de precipitação (em média 11,5 mm por evento) sendo maior em anos de El Niño; 2) decaimento da temperatura de 2 e 2,5°C em 2014 e 2015, respectivamente; 3) aumento da velocidade do vento em 1,5 e 2 m s⁻², para 2014 e 2015; 4) diminuição da radiação de onda curta em mais de 50% em 2014 e mais de 70% em 2015, ocasionada pela cobertura das nuvens que causaram a redução da passagem da radiação; 5) aumento da umidade relativa, sendo maior no ano de El Niño. Em relação aos fluxos turbulentos, observou-se queda de 35 W.m⁻² em 2014 e 25 W.m⁻² em 2015 no fluxo de calor sensível, e 90 W.m⁻² no calor latente nos dois anos no momento da ocorrência das LI's e o fluxo de momento apresentou valores 3 vezes maior do que o registrado horas antes da ocorrência da LI. Já o fluxo de CO₂ deu um salto positivo de 13 e 22 μmol m⁻² s⁻¹ em 2014 e 2015, respectivamente, no momento da ocorrência das LI's devido à diminuição da radiação incidente, o que impactou nas taxas fotossintéticas das plantas. Acredita-se que esses resultados são importantes, visto que os transportes de vapor de água e de CO₂ e conseqüentemente ciclos hidrológicos e de CO₂ podem ser alterados pela presença das LIs e pela ocorrência de El Niño. Conseqüentemente em um cenário de mudanças climáticas, onde espera-se que El Niños e LIs sejam mais frequentes, a qualidade de vida das pessoas pode ser comprometida.

Palavras-chave: climatologia; El Niño; linhas de instabilidades; fluxos turbulentos; Amazônia.

ABSTRACT

Squall lines (SLs) are convective phenomena that frequently occur in the tropical atmosphere and have been widely investigated by the scientific community. In this work, high-frequency experimental data were collected at the Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) site during two years, one of which was considered “normal” (2014) and the other was a year of strong El Niño (2015), and the satellite images of the central region of the Amazonia. The objective was to investigate whether there is influence in El Niño years on the number of occurrence of SLs and consequently on the impact that these phenomena exert on precipitation, temperature, relative humidity, radiation and turbulent fluxes calculated by the turbulent eddies correlation method. For this, the average daily cycles of these magnitudes were used for different seasons and years. The results showed an increase in the occurrence of SLs in El Niño years. It was noted that during the presence of SLs, the following occurred: 1) high precipitation rates (on average 11.5 mm per event) being higher in El Niño years; 2) temperature decay of 2 and 2.5°C in 2014 and 2015, respectively; 2) temperature decay of 2 and 2.5 °C in 2014 and 2015, respectively; 3) increase in wind speed by 1.5 and 2 m s⁻², in 2014 and 2015; 4) decrease in shortwave radiation by more than 50% in 2014 and more than 70% in 2015, caused by cloud cover that reduced the passage of radiation; and 5) increase in relative humidity, being higher in the El Niño year. Regarding turbulent fluxes, there was a decrease of 35 W m⁻² in 2014 and 25 W m⁻² in 2015 in the sensible heat flux, and 90 W m⁻² in latent heat in the two years at the time of the SLs occurrence and the momentum flux presented values 3 times greater than the values registered hours before the occurrence of SL. The CO₂ flux, on the other hand, had a increase of 13 and 22 μmol m⁻² s⁻¹ in 2014 and 2015, respectively, at the time of the occurrence of SLs due to the decrease in incident radiation, which impacted on the photosynthetic rates of plants. It is believed that these results are important, since the transport of water vapor and CO₂ and consequently the hydrological and CO₂ cycles can be altered by the presence of SLs and the occurrence of the El Niño. Consequently, in a scenario of climate change, where El Niños and SLs are expected to be more frequent, people's quality of life can be compromised.

Keywords: climatology; El Niño; squall line; turbulent fluxes; Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1-Esquema representativo de uma nuvem cumulonimbus, e as suas composições físicas e químicas. As setas vermelhas indicam os movimentos ascendentes de ar, conhecidos como updrafts e as setas azuis indicam os movimentos descendentes conhecidos como downdraft. 24
- Figura 2-Geometria dos tipos de Sistemas Convectivos de Mesoescala mais citados na literatura. Sendo os CCM, os complexos convectivos de mesoescala (sistemas arredondados); as LI sendo as linhas de instabilidade (sistemas organizados formando linhas); e os SCA ou PECS sendo os complexos convectivos que não tem forma nem nomenclatura específica..... 26
- Figura 3-Modelo conceitual proposto por Garstang et al. (1994) para as linhas de instabilidade em estado maduro acima da região amazônica. 27
- Figura 4-Característica da temperatura das águas do mar que ocasionarão os fenômenos ENSO. 29
- Figura 5-Localização do sítio ATTO, localizado no Estado do Amazonas, na Amazônia Central, ha 150 km em linha reta da cidade de Manaus..... 33
- Figura 6-Torre Walk-up, do sítio experimental ATTO, localizada na Amazônia Central, a aproximadamente 150 km da cidade de Manaus..... 34
- Figura 7-Linha de Instabilidade do tipo 2 (LIP2) passando pelo sitio experimental no dia 07 de Maio de 2015 as 09:30 UTC. 36
- Figura 8-Formação de uma linha de instabilidade (LI) do tipo 2 (LIP2) que se formou no dia (a) 10 de junho de 2014 na região costeira da Amazônia. LIP2 passando acima do sítio ATTO no dia (b) 11 de junho de 2014. O retângulo vermelho demarca a região de ocorrência da LIP2. 41
- Figura 9-Acumulado mensal de precipitação (mm) acima do sítio ATTO para os dois anos de estudo: (a) 2014 (Normal) e (b) 2015 (El Niño). 42
- Figura 10-Valores de precipitação durante a ocorrência das Linhas de Instabilidade tipo 2 (LIP2), no ano de (a) 2014 e (b) 2015..... 43

Figura 11-Média horária da temperatura (°C) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.	45
Figura 12-Compósitos da temperatura correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2	46
Figura 13-Média horária da velocidade do vento (m/s) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.	47
Figura 14-Compósitos da velocidade do vento correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.	48
Figura 15-Média horária da radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco, acima do sítio ATTO, na Amazônia Central.....	49
Figura 16-Compósitos da radiação de onda curta incidente correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.....	50
Figura 17-Média horária da radiação de onda curta refletida ($W.m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.	51
Figura 18-Compósitos da radiação de onda curta refletida correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.....	52
Figura 19-Média horária da umidade relativa (%) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.	53

- Figura 20-Compósitos da umidade relativa correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2. 53
- Figura 21-Média horária do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco. 55
- Figura 22-Compósitos do fluxo de calor sensível correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2. 55
- Figura 23-Média horária do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco. As medidas foram realizadas acima do sítio ATTO..... 57
- Figura 24-Compósitos do fluxo de calor latente correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2. 57
- Figura 25-Média horária do fluxo de momento ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco. 59
- Figura 26-Compósitos do fluxo de momento correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2. 59
- Figura 27-Média horária do fluxo de dióxido de carbono- CO_2 ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco..... 61
- Figura 28-Compósitos do fluxo dióxido de carbono- CO_2 correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3

nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das
LIP2..... 62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos fenômenos ENSO de acordo com sua intensidade.	28
Tabela 2 - Variáveis avaliadas nesse estudo e seus instrumentos de medição, ATTO. .	34
Tabela 3 - Dias de ocorrência das Linhas de Instabilidade Tipo 2 do ano de 2014, e o horário em que passou sobre o sítio experimental.	38
Tabela 4 - Dias de ocorrência das Linhas de Instabilidade Tipo 2 do ano de 2014, e o horário em que passou sobre o sítio experimental.	39

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATTO	<i>Amazon Tall Tower Observatory</i>
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSA	Divisão de satélites e sistemas ambientais
ENOS	El Niño Oscilação Sul
GOAMAZON	<i>Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon</i>
GOES	<i>Geoestacionary Operational Environmental Satellites</i>
IDESAM	Instituto de Conservação e Desenvolvimento do Amazonas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ION	Índice de Oscilação do Niño
LI	Linhas de Instabilidade
LIC	Linhas de Instabilidade Costeira
LIP1	Linhas de Instabilidade tipo 1
LIP2	Linhas de Instabilidade tipo 2
RDSU	Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã
SCA	Sistema Convectivo Alongado
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
UEA	Universidade do Estado do Amazonas
UR	Umidade Relativa
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zonas de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SIMBOLOS

CO₂	Dióxido de Carbono
H	Fluxo de calor sensível
K	Kelvin
Km	Quilômetro
LE	Fluxo de calor latente
Lin	Radiação de Onda Longa Incidente
ROCi	Radiação de Onda Curta incidente
ROCr	Radiação de Onda Curta refletida
Rn	Saldo de Radiação
T	Temperatura
τ	Fluxo de momento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	OBJETIVOS	22
2.1	Objetivo Geral	22
2.2	Objetivos Específicos	22
3	REFERENCIAL TEÓRICO	23
3.1	Formação de Nuvens	24
3.2	Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	25
3.3	Linhas de Instabilidade	26
3.4	Fenômenos ENOS e Precipitação na Amazônia	28
3.5	Fluxos Turbulentos na Interface Floresta Amazônica-Atmosfera	30
3.6	Produtividade Primária Da Floresta Em Anos De El Nino	30
3.7	Cálculo dos fluxos turbulentos	31
4	MATERIAL E MÉTODOS	32
4.1	Sítio Experimental	32
4.2	Dados	32
4.3	Método	35
4.4	Cálculos dos parâmetros termodinâmicos e fluxos turbulentos	35
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1	Precipitação	40
5.2	Temperatura	44
5.3	Velocidade do vento	46
5.4	Radiação de onda curta	48
5.5	Umidade relativa	51
5.6	Fluxo de calor sensível	54
5.7	Fluxo de calor latente	56
5.8	Fluxo de momento	58

5.9 Fluxo de CO₂	60
6 CONCLUSÃO	63
6.1 Sugestões Para Pesquisas Futuras	63
REFERENCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

Um mecanismo muito importante para a precipitação local, na região amazônica, são os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Eles recebem bastante atenção da comunidade científica devido aos impactos que podem causar na região onde atuam. Na região amazônica observa-se que os SCM estão associados a precipitação intensa, ventos fortes, derrubada de árvores e riscos a embarcações (principal meio de transporte na região) (FERNANDES, 2017).

Entre os SCM observados na Amazônia, podemos destacar as Linhas de Instabilidade (LIs) formadas na costa norte/nordeste da América do Sul. Esses sistemas foram observados por Kousky (1980), que chamou atenção devido sua formação ser associada à convecção originada pela circulação de brisa marítima. As LI's vem recebendo bastante atenção nas últimas décadas, tanto através de estudos experimentais (COHEN; DIAS; NOBRE, 1995; BEZERRA et al., 2021) quanto através de simulações numéricas (MAHOVIĆ; HORVAT; CSIRMAZ, 2007; ALCANTARA et al., 2011; YIN et al., 2018; MELO et al., 2019; D'Oliveira et al., 2022) e também por sensoriamento remoto (OLIVERA; OYAMA, 2015). Esse interesse no estudo das LI's se justifica pelo fato desse sistema convectivo representar um mecanismo importante no transporte de energia e umidade dentro e fora da região amazônica.

As LI's são formadas por nuvens cumulonimbus que se organizam no formato linear, possuem tempo de vida de horas até um dia e são responsáveis por grande parte da precipitação (MOREIRA, 2015; LOPES, 2017) tendo, na região amazônica, sua formação ligada diretamente à brisa marítima (KOUSKY, 1980; COHEN, 1989).

A maioria dos trabalhos que investigaram a ocorrência das LIs na Amazônia se dedicaram a entender como o ambiente da média e alta troposfera podem influenciar na origem e intensidade dessas linhas (LOUREIRO, 2005; ALCÂNTARA, 2011; LIMA; ALCANTARA, 2017). Stechman et al. (2017) mostram como a presença de LI's podem alterar a organização da turbulência na baixa troposfera. Usando dados de radar coletados acima da região centro-oeste dos Estados Unidos, no estado de Kentuchi, e medidas de avião acima do oceano. Paralelo a esse, Satyanarayana et al. (2014) estudaram o mecanismo de turbulência durante a passagem de tempestades severas na região de Gadanki, na Índia. Através de estudos de casos eles mostraram que houve diminuição de

fluxo de calor sensível e latente com a passagem das células convectivas durante o dia, e aumento durante quando fenômeno ocorreu durante a noite.

Bezerra et al. (2021) mostram, através de um estudo de caso, como uma LI observada na floresta amazônica pode influenciar os processos de trocas turbulentas e a organização da turbulência próximo da interface floresta-atmosfera. Dentre os principais resultados pode-se destacar: I) Aumento da velocidade do vento, na ordem de 5 vezes dos valores registrados antes da passagem da linha; II) Queda na temperatura, em aproximadamente 6 a 10 K; III) Diminuição dos valores de fluxo de calor sensível durante o dia, e aumento desses fluxos durante a noite.

Além da presença das LIs, a região amazônica também passa por períodos de alterações nos níveis de precipitação provocada pelos fenômenos conhecidos como El Niño (RONCHAIL et al., 2002; MARENGO, 2004). O El Niño além de influenciar as taxas de precipitação, também reduz a cobertura de nuvens, intensificando radiação incidente na superfície e aumentando a temperatura do ar e do solo (SANTOS et al., 2011; PINHEIRO et al., 2018). Até o presente momento não se conhece nenhum trabalho que mostra a influência do El Niño na formação das LIs.

Diversos estudos mostram que as LIs e seus downdrafts (fortes movimentos descendentes de ar) foram responsáveis por transportar ozônio (O_3) da média para a baixa troposfera na região amazônica (SCALA et al., 1990; GERKEN et al., 2016; DIAS-JÚNIOR et al., 2017; MELO et al., 2019; BEZERRA et al., 2021; D'OLIVEIRA et al., 2022). Além disso, alguns trabalhos também mostraram que as LI's tem um papel importante nos transportes de gases próximo a superfície da região amazônica (CAMARINHA-NETO et al., 2021; D'OLIVEIRA et al., 2022). Contudo, pouco se conhece sobre a relação entre a presença das LIs e os fluxos turbulentos de massa e energia que ocorrem próximo a superfície.

Uma vez que as LIs são aglomerados de nuvens convectivas de elevada profundidade, elas desempenham um importante papel na radiação solar que chega à superfície. A energia solar é a fonte primária de energia para o funcionamento de todos os processos terrestres, desde a fotossíntese até o desenvolvimento de furacões e tempestades (SOUZA; NICÁCIO; MOURA, 2005), e a parcela dessa energia que fica retida na superfície, é utilizada nos fenômenos físicos como o aquecimento do solo, do ar e a evapotranspiração, e biológicos como a fotossíntese (ALLEN et al., 2011). A radiação

solar interceptada pela folhagem é a principal fonte de energia para os processos de fotossíntese, aumento na produção de biomassa, balanço de energia, troca de dióxido de carbono e transpiração (MARISCAL; ORGAZ; VILLALOBOS, 2000; CONSOLI; O'CONNELL; SNYDER, 2006).

A radiação solar absorvida por uma planta é determinante na sua taxa fotossintética e da perda de água através da transpiração e, juntamente a outros fatores como temperatura do ar e do solo, disponibilidade hídrica e nutrição mineral, limita o crescimento e o desenvolvimento vegetal (EMBRAPA, 2014). Esse déficit do crescimento do vegetal pode trazer consequências no clima, no desenvolvimento econômico, dentre outros fatores. Além disso, a queda na temperatura ocasionada pelas LIs diminui as taxas de produtividade das plantas, conforme demonstrado por Renato (2009), o que leva a modificação no balanço do carbono, tema de muito interesse no cenário atual de mudanças climáticas.

Uma vez que as LIs causam a diminuição do saldo de radiação acredita-se que elas desempenham um papel importante nos fluxos de calor latente, sensível e de dióxido de carbono (CO₂) próximo a superfície, podendo trazer efeitos como a modificação nas taxas fotossintéticas das plantas, impacto no balanço de carbono, e consequentemente trazendo prejuízos na sua produtividade.

A região amazônica é conhecida pela sua grande diversidade biológica e importância para o equilíbrio climático global, especialmente devido à sua capacidade de absorver e armazenar grandes quantidades de carbono (MALHI; GRACE, 2000; LEWINSOHN; PRADO, 2005; PHILLIPS et al., 2009) e pelo seu papel no ciclo hidrológico local, regional e global (NOBRE; SHUKLA, 1996; MARENGO et al., 2004).

No atual cenário de mudanças climáticas globais, os eventos extremos tais como El Niños, serão mais frequentes e com isso os sistemas convectivos de mesoescala, associados a precipitação na Amazônia, podem sofrer alterações na frequência de sua ocorrência (ROCHA et al., 2004; SANTOS et al., 2017). Essa alteração pode levar a modificações importantes nos processos de trocas entre a floresta e a atmosfera, podendo ter consequências: 1) no ciclo hidrológico e nos regimes de chuvas na região e em outras partes do país, com consequências negativas na produção de alimentos e na qualidade de vida das pessoas; 2) no ciclo do CO₂, tornando a floresta fonte de CO₂ e intensificando os gases de efeito estufa (GATTI et al., 2021).

A justificativa deste trabalho se dá pela compreensão dos impactos que as LI's têm na dinâmica da atmosfera e no quanto elas impactam trocas turbulentas próximas à superfície, visto que esses podem impactar nas trocas de CO₂, na estrutura das plantas, na transpiração da floresta, e por consequência, isso pode trazer efeitos na formação de nuvens e sua precipitação, na produtividade das plantas e a produção de alimentos.

Além disso, esse trabalho pode contribuir para a melhoria das previsões meteorológicas e para o planejamento de atividades socioeconômicas que dependem do clima da região. Esse trabalho também pode contribuir para o avanço do conhecimento científico na área das ciências ambientais, especialmente nos estudos de meteorologia tropical em relação aos processos físicos e dinâmicos que ocorrem em sistemas meteorológicos complexos como as Linhas de Instabilidade.

Portanto pretende-se neste trabalho usar informações de dois anos de dados, um deles ano "normal" e outro sendo um ano de El Niño, para investigarmos o papel das LIs nas trocas turbulentas de energia e matéria que ocorrem próximos a superfície. Até onde se sabe, esse é o primeiro estudo que mostra as consequências da presença das LIs nas trocas superficiais por um longo período.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Investigar o papel das Linhas de instabilidade nas variáveis termodinâmicas e nos fluxos turbulentos próximos a superfície em anos normais e de El Niño, acima da Floresta amazônica central.

2.2 Objetivos Específicos

- I. Quantificar a ocorrência de SCM do tipo Linhas de Instabilidade acima do sítio ATTO na Amazônia central, em anos normais e em anos de El Niño;
- II. Investigar se em anos de El Niño há alguma alteração no número de ocorrência de tais linhas, comparado a um ano normal;
- III. Quantificar os fluxos turbulentos de energia, momento e matéria na ausência e presença das LIs e desta forma estimar o impacto das LIs nos fluxos turbulentos e nas variáveis termodinâmicas próximo à superfície em região de floresta, durante anos normais e de El Niño.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

A Amazônia é a maior floresta tropical úmida do mundo e, em termos biológicos, a região mais rica do planeta. Além disso, ela desempenha um papel fundamental na regulação do clima regional e global, pois é uma importante fonte de calor para a circulação atmosférica geral (NOBRE et al., 2009). Também tem um papel importante no transporte de umidade atmosférica para regiões remotas, como a bacia do rio da Prata (ZEMP et al., 2014), norte da América do Sul (AGUDELO et al., 2019), sudeste da América do Sul e leste dos Andes (MARENGO et al., 2018).

Esse transporte de umidade apresenta relação direta com a água precipitável de uma região específica e pode apresentar diferentes fontes, como por exemplo: advecção de umidade atmosférica de outras regiões; processos relacionados à evapotranspiração da mesma região (LLOPART et al., 2018), também conhecidos como reciclagem de umidade. Na bacia amazônica, essa reciclagem pode representar mais de 50% da precipitação que ocorre na região (SWANN et al., 2015; MARENGO et al., 2017).

A principal fonte de umidade para a região amazônica é o fluxo de umidade do Atlântico Equatorial, juntamente com os ventos alísios. Desta maneira essa região atua como uma importante fonte de umidade não apenas para ela própria, mas também para a região Central e Sudeste do Brasil, assim como para o Sudeste da América do Sul (ROCHA; CORREA; FONSECA, 2015). Essa região atua como um sumidouro de umidade atmosférica, uma vez que ela contribui para a precipitação local e de outras regiões da América do Sul. Rocha et al. (2018)

Molion (1987) estudou os processos de formação dos sistemas de macro e meso-escala que atuam na Amazônia. Ele observou que os mecanismos que provocam chuva na região podem ser agrupados em 3 tipos: I) convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície e condições de grande-escala favoráveis; II) linhas de instabilidade (LI's) originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico; e III) aglomerados convectivos de meso e grande escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e interagindo com a região amazônica. Neste trabalho será dada atenção especial as LI's e o impacto da presença delas nas variáveis termodinâmicas e nas trocas turbulentas próximo a superfície.

3.1 Formação de Nuvens

As LI's são um aglomerado de nuvens do tipo convectivas. Por sua vez as nuvens são um conjunto visível de partículas minúsculas de matéria como gotículas d'água e/ou cristais de gelo, no ar, e se formam na atmosfera como resultado da condensação do vapor d'água (Figura 1). Em relação à sua altitude as nuvens podem ser do tipo: alta, média, baixa e de desenvolvimento vertical (INPE, 2022).

Figura 1-Esquema representativo de uma nuvem cumulonimbus, e as suas composições físicas e químicas. As setas vermelhas indicam os movimentos ascendentes de ar, conhecidos como updrafts e as setas azuis indicam os movimentos descendentes conhecidos como downdraft.



Fonte: INPE (2022).

Entre os diversos tipos de nuvens existente, na região amazônica destaca-se as do tipo *cumulonimbus* (Figura 1), que são nuvens densas e de grande extensão vertical, constituída por gotículas de água e cristais de gelo na parte superior em forma de montanha ou enormes torres; a região superior é lisa e quase sempre achatada em forma de bigorna (INPE, 2022).

Outro fenômeno muito atuante no Brasil são as Zonas de Convergência Intertropical (ZCIT), estas originam-se em baixos níveis da atmosfera pela convergência dos ventos alísios de nordeste, oriundos do Hemisfério Norte com os ventos alísios de sudeste, provenientes do Hemisfério Sul (ASNANI, 1993) e essa é determinante na quantidade de precipitação da estação chuvosa do norte do Nordeste Brasileiro (UVO, 1989).

Na região amazônica, a precipitação é fortemente influenciada pela atuação das da penetração de sistemas frontais, da fonte de vapor d'água representada pela floresta amazônica e pela atuação da cordilheira dos Andes, das ZCIT's e das LI's (ALVES; MACHADO; PRASAD, 2007; AMANAJÁS; BRAGA, 2012), sendo mais influenciado no período chuvoso pelas ZCITs e pelas Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e no período seco pelos aglomerados convectivos como linhas de instabilidade (SOUZA et al., 2017).

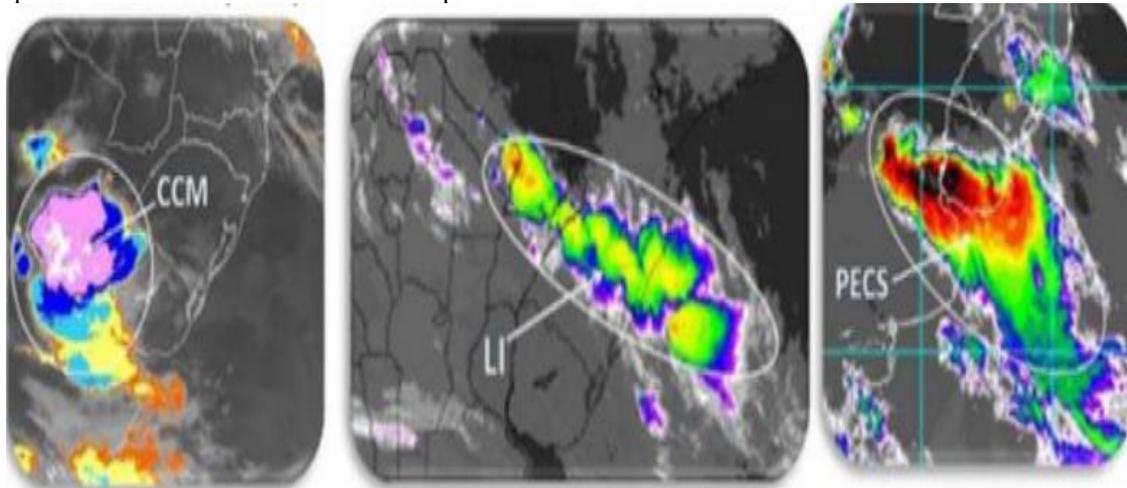
3.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)

Os SCM são conceituados como aglomerados de nuvens *cumulonimbus* associados a fortes tempestades que se formam na baixa troposfera e persistem por várias horas, e podem apresentar diversos formatos, tempos de vida e dimensões espaciais (LIN, 2007). Os SCM são responsáveis por grande parte da precipitação nos trópicos e pela maior parte das tempestades convectivas existentes (HOUZE, 2004).

Laing e Fritsch (1997) ao analisarem a distribuição espacial e temporal dos SCM em todo o globo terrestre, concluíram que a variação do ciclo diurno radiativo é um dos fatores que exercem grande influência na formação dos SCM, enquanto Sakamoto (2009) ao estudar a estrutura e dinâmica desses sistemas na América do Sul observou que as principais fontes de sua formação nessa região é os jatos de baixos níveis, a umidade advindo do Atlântico tropical, da região amazônica e Pacífico subtropical.

As três principais formas de SCM são: as LI's que são os SCM em formato linear, tendo seu comprimento maior que sua largura; Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), sendo os complexos em formato arredondado; e o Sistema Convectivo Alongado (SCA), que são os que não tem um formato nem nomenclatura específicos (MOREIRA, 2015) conforme mostrado na Figura 2. Nesse estudo será dada atenção especial as LI's que tem sua origem ao longo da costa atlântica da Amazônia e se propagam continente adentro podendo ultrapassar a Amazônia Central, conhecidas como LIP2, de acordo com classificação de Cohen; Dias; Nobre (1995).

Figura 2-Geometria dos tipos de Sistemas Convectivos de Mesoescala mais citados na literatura. Sendo os CCM, os complexos convectivos de mesoescala (sistemas arredondados); as LI sendo as linhas de instabilidade (sistemas organizados formando linhas); e os SCA ou PECS sendo os complexos convectivos que não tem forma nem nomenclatura específica.



Fonte: Passos et al. (2019).

3.3 Linhas de Instabilidade

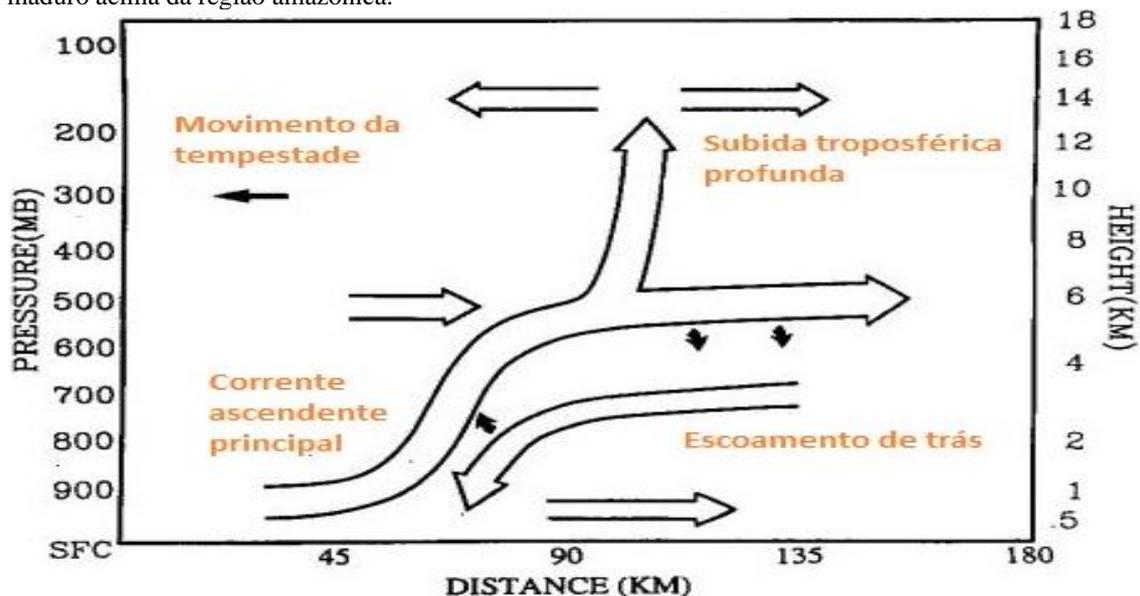
Kousky (1980) observou que linhas de convecção formadas na costa norte/nordeste da América do Sul se formavam associadas a convecção induzida pela brisa marítima, e se propagavam continente adentro como LI's. As linhas de instabilidade são conjuntos organizados de *cumulonimbus*, que se deslocam ao mesmo tempo, responsáveis por elevadas taxas de precipitação (LIMA; ALCANTARA, 2017). Cohen (1989) observou que as LI's têm grande precipitação associada, e que foram responsáveis por cerca de 45% da precipitação no nordeste paraense durante o período chuvoso dessa região. Posteriormente, Cohen; Dias; Nobre, (1995) classificaram as LIs de acordo com sua propagação continente adentro, em: Linhas de Instabilidade Costeiras (LIC), que se propagam até 170 km da costa; Linhas de Instabilidade com Propagação do tipo 1 (LIP1), que se propagam entre 170 a 400 km da costa; e Linhas de Instabilidade com Propagação do tipo 2 (LIP2), que se propagam mais de 400 km da costa. Neste mesmo estudo, os autores identificaram que a velocidade de propagação das LIP1 e LIP2, são de aproximadamente 12 e 16 m/s, respectivamente. O tempo de duração das LIC são de aproximadamente 9 horas, das LIP1 12 horas e das LIP2 são aproximadamente 16 horas. A maior frequência de formação ocorre entre os meses de abril e agosto.

No estudo de Garstang et al. (1994), foi mostrado que as LI's amazônicas costeiras passam por 6 estágios ao longo do seu ciclo de vida, sendo eles: gênese, intensificação, maturidade, enfraquecimento, re-intensificação e dissipação. Os autores

ainda analisaram a composição das linhas, sendo elas: região pré-tempestade - que contém cúmulos em desenvolvimento, uma borda principal (com convecção profunda – cumulonimbus) e uma região com nuvens estratiformes na parte posterior do sistema, denominada de região da bigorna. Nesse mesmo estudo, Garstang et al. (1994), propuseram um modelo conceitual específico para o escoamento das LI's formadas na região amazônica (Figura 3). No modelo proposto por eles nota-se três regiões distintas, sendo elas: I) região pré-tempestade, adiante da frente de instabilidade, com nuvens Cumulonimbus em desenvolvimento; II) uma borda, que dispara a convecção profunda; III) camadas precipitantes e esparsas de níveis médios e a presença da região estratiforme.

Melo; Alcântara; Mattos (2020) através de um estudo de caso de LI no sítio experimental do projeto GoAmazon, na Amazônia central, observaram que a LI foi responsável por 29% dos valores de precipitação no período de ocorrência da linha.

Figura 3-Modelo conceitual proposto por Garstang et al. (1994) para as linhas de instabilidade em estado maduro acima da região amazônica.



Fonte: Adaptado de Garstang et al. (1994).

As LI's têm como situação ideal para sua formação o perfil de vento com jatos de baixos níveis com intensidade moderada e jato em altos níveis bastante intensos e pouco cisalhamento direcional em baixos e médios níveis (ALCANTARA, 2011).

3.4 Fenômenos ENOS e Precipitação na Amazônia

O fenômeno ENOS (El Niño Oscilação Sul) são partes de um mesmo fenômeno atmosférico-oceânico que ocorre no oceano Pacífico Equatorial. O El Niño refere-se às situações nas quais o oceano Pacífico Equatorial está mais quente, enquanto a La Niña refere-se as situações mais frias que a média histórica (Figura 4), esses dois eventos ainda são classificados de acordo com sua intensidade (Tabela 1) realizada através do ION (Índice de Oscilação do Niño) que considera a média de três meses das anomalias da TSM (Temperatura da Superfície do Mar) do Oceano Pacífico Equatorial. Essa mudança na temperatura do oceano Pacífico Equatorial impacta diretamente na distribuição de chuvas e nos valores de temperaturas máximas e mínimas do Brasil, tendo as maiores relações ocorrendo nos meses de inverno e primavera (GUIMARAES; REIS, 2012; INPE 2022).

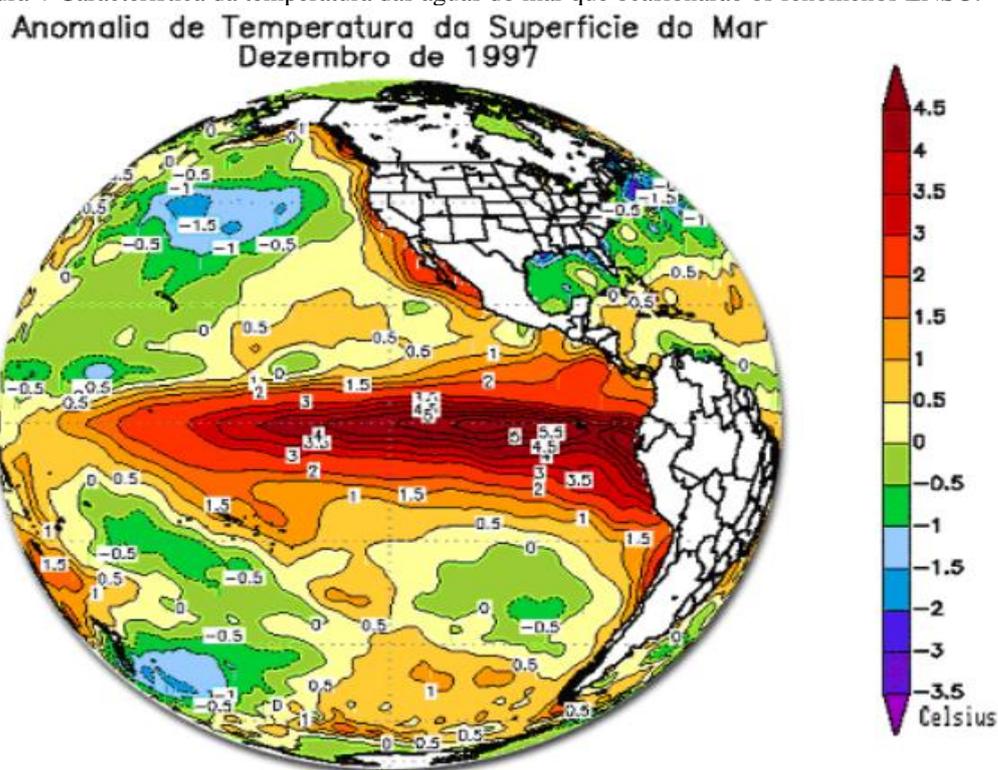
Limberger e Silva (2016) através de uma revisão bibliográfica da precipitação na Amazônia, mostraram que as anomalias no Pacífico estão associadas a períodos com anomalias negativas de precipitação durante eventos El Niño e anomalias positivas de precipitação durante eventos La Niña para a região.

Tabela 1 - Classificação dos fenômenos ENSO de acordo com sua intensidade.

Evento	Valor do ION	Intensidade
El Niño	$\geq 1,5$	Forte
	1,0 a 1,4	Moderada
	0,5 a 0,9	Fraço
Neutralidade	-0,4 a 0,4	Neutralidade
La Niña	-0,5 a -0,9	Fraca
	-1,0 a -1,4	Moderada
	$\leq -1,5$	Forte

Fonte: (TRENBERTH; HOAR 1997).

Figura 4- Característica da temperatura das águas do mar que ocasionarão os fenômenos ENSO.



Fonte: CPTEC/INPE (2016)

O estudo de Sousa et al. (2015) mostra, através de uma análise espaço-temporal da precipitação na região amazônica, anomalias significativas em anos que ocorreram fenômenos ENSO, evidenciando uma diminuição de 50% nos valores de precipitação registrado em anos de El Niño.

Moreira et al. (2018) através de um estudo sobre a influência desses fenômenos para a Amazônia, evidenciaram que esses fenômenos ocasionam mudanças significativas no regime das chuvas máximas diárias, aumentando ou diminuindo o volume de precipitação, e podem causar ainda prejuízos nos serviços ecossistêmicos, como a diminuição da umidade na vegetação. Ademais esses impactos não são exatamente iguais em todos os anos de ocorrência, tendo que se levar em consideração a intensidade desses fenômenos. Devido à forte influência desses fenômenos no tempo e clima na Amazônia, como evidenciado nos parágrafos anteriores, acredita-se que a ocorrência deles podem impactar diretamente a formação das LIs.

3.5 Fluxos Turbulentos na Interface Floresta Amazônica-Atmosfera

Von Randow et al. (2004) realizaram um dos principais trabalhos sobre trocas de energia em regiões florestadas e de pastagem na região amazônica. Eles identificaram que a radiação solar de onda curta incidente (ROCi) é maior na floresta do que no pasto, no entanto a radiação de onda curta refletida (ROCr) no pasto é maior que na floresta, e a média da radiação de onda curta refletida aumenta 55% da floresta para a pastagem. E em regiões de floresta, a maior parte da radiação disponível, é convertida em fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente (Von RANDOW et al., 2004; ROCHA et al., 2009)

Von Randow et al. (2004) mostram ainda que a radiação de onda longa incidente (Lin) é menor na estação seca do que na estação chuvosa, nos dois locais, como a refletividade dessa onda se mantém igual, as perdas dela são maiores na estação seca. O saldo de radiação, Rn, (resultado do balanço de onda curta e longa) é maior na estação seca, sendo influenciada mais pelas ondas curtas.

Os diferentes saldos de radiação nas estações seca e chuvosas amazônica são os responsáveis por diferentes fluxos de calor sensível e latente em ambas as estações, ou seja, a maior cobertura de nuvens na estação chuvosa reduz a quantidade de radiação atingindo a superfície e conseqüentemente o saldo de radiação e com isso impacta os fluxos de calor sensível e latente (ROCHA et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004, OLIVEIRA, 2010). Essas medidas de trocas turbulentas em floresta e atmosfera são importantes para caracterizar o microclima, e também para identificar interações existentes entre estas.

3.6 Produtividade Primária Da Floresta Em Anos De El Nino

O regime térmico e hídrico do solo é altamente alterado pelos fenômenos ENSO, podendo apresentar redução de até 18% na fotossíntese (SANTOS et al., 2011). A produtividade primária na floresta Amazônica já vem tendo impacto devido a alteração de chuvas e temperaturas devido a ocorrência dos eventos de El Niño (ASNER; TOWNSEND; BRASWELL, 2000; FOLEY et al., 2002).

Segundo Nepstad et al. (1999), a deficiência de água no solo leva à diminuição gradual da fotossíntese pela maior resistência à fixação do CO₂ devido ao fechamento dos estômatos. A elevada temperatura e irradiância, somadas à redução na disponibilidade de

água, promovem alterações na estrutura e funcionamento do aparato fotossintético, dessa forma a fotossíntese sofre redução devido à forte restrição estomática ocasionado pela seca (STAHL et al., 2013; CAMPOS et al., 2014).

Eventos de secas, em diversas escalas temporais, têm sido apontados como as principais ameaças a integridade e funcionalidade de florestas da Amazônia, pois podem reduzir a produtividade primária da floresta, ocasionar mortalidade de árvores em grande escala e, assim, alterar o balanço de carbono global (PHILLIPS et al., 2009; GATTI et al., 2014).

3.7 Cálculo dos fluxos turbulentos

O método *Eddy Covariance* (Correlação dos vórtices turbulentos) é largamente utilizado em estudos para medir fluxos de energia e massa entre a atmosfera e a atmosfera, sendo composto por um sistema consiste em sensores que medem as flutuações na velocidade vertical do vento, e dos escalares (WEBB; PEARMAN; LEUNING, 1980; BALDOCCHI; HICKS; MEYERS, 1988). Sendo já discutido as limitações e incertezas associadas a este método (BALDOCCHI, 2003; FOKEN, 2008) torna-se necessário a integração com outras técnicas de medição e modelagem e a seleção adequada do local de medição e da análise de dados para a obtenção de resultados precisos (BALDOCCHI, 1991; LAW, 2003).

Esse método ainda encontra alguns entraves quando pretende-se calcular o fechamento do balanço de energia, chegando, geralmente, em áreas de florestas Amazônicas a aproximadamente 85% (ROCHA et al., 2004).

Reichstein et al. (2005) revisaram os métodos existentes para a separação do fluxo total de carbono e propõem um novo algoritmo e os resultados mostram que o novo algoritmo é viável na separação do fluxo total de carbono em assimilação líquida de CO₂ e respiração do ecossistema, e pode ser amplamente aplicado em estudos de balanço de carbono em diferentes ecossistemas para melhor compreender o ciclo global do carbono e para a avaliação do papel dos ecossistemas no sequestro e liberação de CO₂ atmosférico.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Sítio Experimental

O sítio experimental ATTO (Amazon Tall Tower Observatory) está localizado no estado do Amazonas (Figura 5), na reserva de desenvolvimento sustentável do Uatumã (S 2° 08'32,42" W 59° 00' 2,50" (ANDREAE et al., 2015). O ATTO é um projeto conjunto do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA/MCTIC), em parceria com o Instituto Max Planck, e a Universidade do Estado do Amazonas (UEA). O projeto tem como objetivo medir os impactos das mudanças climáticas globais nas florestas de terra firme da Amazônia por meio de medidas da interação da floresta com a atmosfera e serve para pesquisas de química da atmosfera e processos de transporte de massa e energia na camada limite atmosférica, além de processos de formação e desenvolvimento de nuvens.

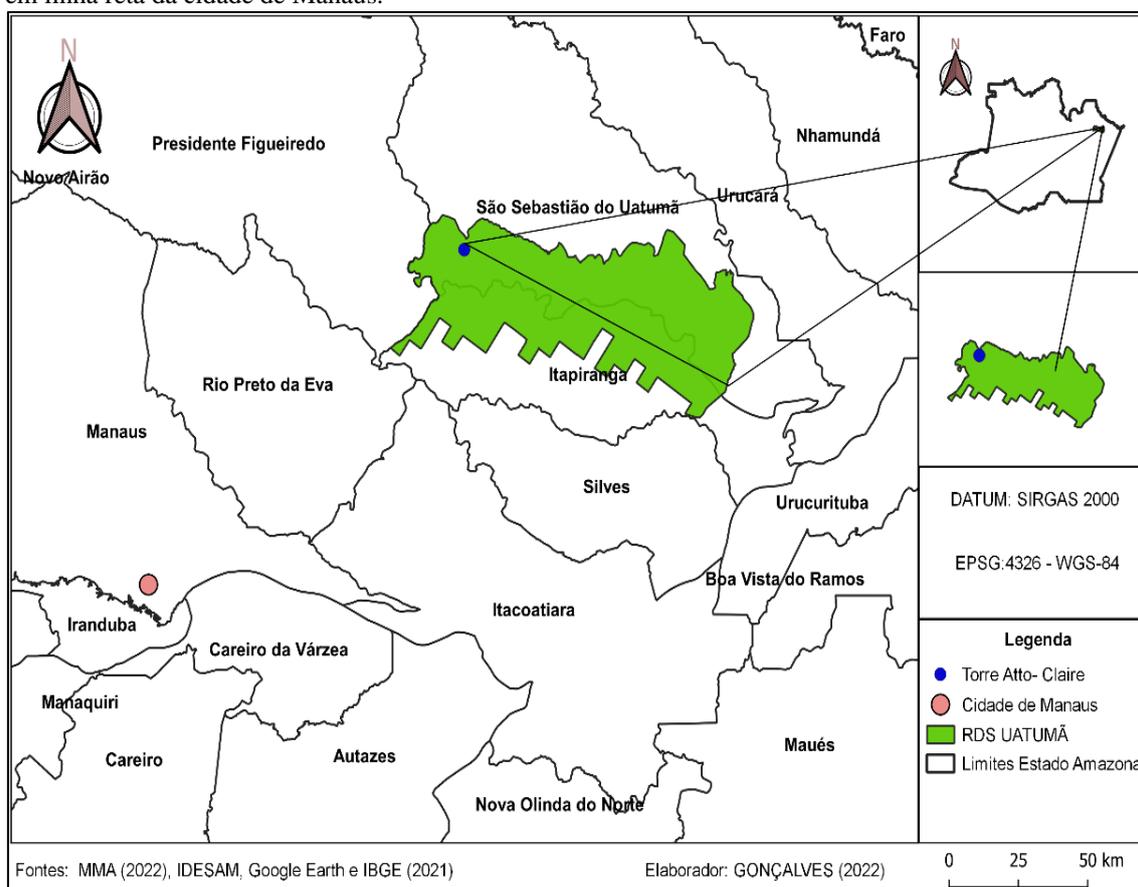
A Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã (RDSU) foi criada em 2004 e está localizada na região nordeste do Estado do Amazonas, entre os municípios de São Sebastião Uatumã e Itapiranga, possui uma área total de 424.430 hectares divididas em zonas de acordo com o grau de impacto econômico, a qual abriga cerca de 389 famílias divididas em 20 comunidades, e sua renda provem basicamente da agricultura familiar, pesca comercial e exploração florestal madeireira e sua vegetação predominante é a de terra firme (IDESAM, 2011).

4.2 Dados

Os dados para identificação e propagação das LI's, utilizados nesse trabalho, foram coletados do satélite GÓES-13 (Geoestacionary Operational Environmental Satellites), disponibilizados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE, satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic). As imagens são capturadas em um intervalo de 30 minutos, na banda infravermelho. Foi realizada análise de todas as imagens dos dois anos de estudo de forma a identificar as linhas formadas na costa norte do Brasil e que se propagou até a região do sítio ATTO. Neste estudo foram usadas somente as LIP2 que passaram acima do ATTO durante o dia. Evitou-se as LIP2 noturnas para que tivéssemos compósitos somente com os casos diurnos.

Os dados experimentais foram medidos na torre Walk-up, também conhecida como torre instante, do sítio ATTO a uma altura de 81 m (Figura 6). Na Tabela 2 são mostrados os detalhes dos instrumentos usados para a obtenção dos dados. O conjunto de dados compreende o período de 01/01/2014 a 31/12/2015. Antes das análises dos dados e a subsequente geração dos resultados, eles passaram por um controle de qualidade através do software EddyPro, o qual realiza-se algumas correções e aplicação de alguns filtros para a estimativa dos fluxos (WILCZAK; ONCLEY; STAGE, 2001).

Figura 5-Localização do sítio ATTO, localizado no Estado do Amazonas, na Amazônia Central, ha 150 km em linha reta da cidade de Manaus.



Fonte: Autor.

Figura 6-Torre Walk-up, do sítio experimental ATTO, localizada na Amazônia Central, a aproximadamente 150 km da cidade de Manaus.



Fonte: Projeto ATTO (UEA - Max plank – INPA, 2022)

Tabela 2 - Variáveis avaliadas nesse estudo e seus instrumentos de medição, ATTO.

Nível (m)	Parâmetros	Instrumentos	Frequência
81	Temperatura do ar e Umidade relativa	Termo-higrômetro (CS215, Rotronic Measurement UK Solutions)	1 minuto
81	Direção e velocidade do vento	Anemômetro sônico 2D (Windsonic, Gill Instruments Ltd., UK)	1 minuto
81	Componentes do vento Temperatura	Anemômetro sônico 2D (Windsonic, Gill Instruments Ltd., UK)	10 Hz
81	Concentração de CO ₂ Vapor de água	Analisador de gás por infravermelho (IRGA, LI-7500)	10 Hz

Fonte: Autor.

4.3 Método

Para a identificação das LI's que ocorreram nos anos de estudo, procedeu-se de forma análoga ao estudo de Cohen; Dias; Nobre (1995).

Deu-se atenção para as do tipo LIP2, devido serem essas com capacidade de adentrar o continente e passar pelo sítio experimental em estudo, possibilitando avaliar o seu papel nos parâmetros turbulentos aqui analisados. A Figura 7 ilustra um caso de LIP2 que passou pelo sítio ATTO.

4.4 Cálculos dos parâmetros termodinâmicos e fluxos turbulentos

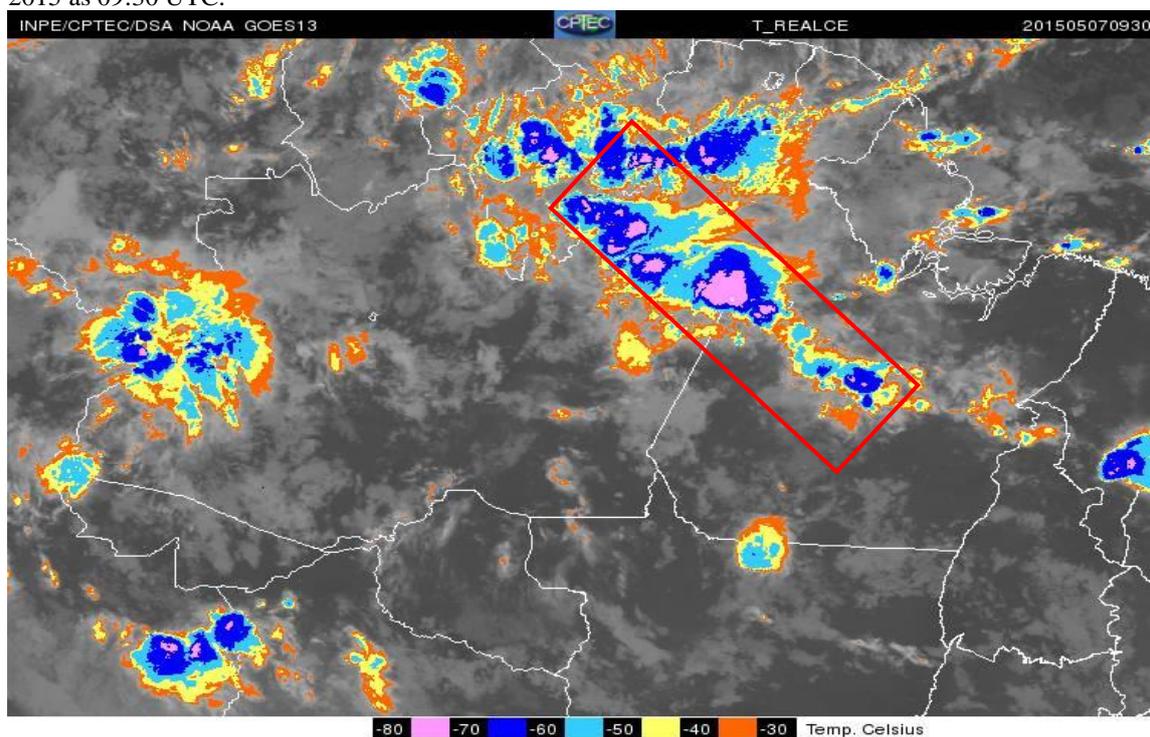
A obtenção dos ciclos diários médios dos parâmetros termodinâmicos, tais como: precipitação, temperatura, velocidade do vento, radiação de onda curta incidente e refletida e umidade relativa, se deu através de médias aritméticas simples dos valores desses parâmetros, utilizando média no intervalo de 30 min, obtidos em diferentes estações e nos diferentes anos. A definição de estação chuvosa e seca correspondem aos períodos de janeiro a junho e de julho a dezembro, respectivamente. Os dois anos investigados aqui foram classificados como ano normal (2014) e ano de El Niño (2015), o qual foi classificado como forte (NOAA, 2022).

Para o cálculo dos fluxos turbulentos recorreu-se ao método da correlação dos vórtices turbulentos, descrita por Moncrieff (1997). A velocidade média do vento horizontal foi obtida pela equação $U = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$, em que \bar{u} e \bar{v} são componentes horizontais médias do vento. Os fluxos turbulentos de momentum $\tau = -\rho \overline{u'w'}$ e de calor sensível $H = \rho C_p \overline{T'v'w'}$, calor latente $LE = \rho L \overline{w'q'}$ e fluxo de CO₂ $FCO_2 = \rho M_a \overline{Lw'qc'}$ em que: ρ é a densidade do ar; c_p é o calor específico do ar à pressão constante; e Tv é a temperatura virtual, M_a é a massa molar do ar w' é a flutuação temporal da velocidade vertical do vento, T' é a temperatura, q' é a umidade específica e qc' é razão de mistura de CO₂.

Inicialmente os fluxos foram calculados a cada 30 min, e em seguida obteve-se os ciclos diários médios desses fluxos para as diferentes estações dos dois anos investigados aqui.

Além dos ciclos diários médios recorreu-se a compósitos das variáveis termodinâmicas e dos fluxos turbulentos, utilizando o horário em que as LIP2 passaram sobre o sítio experimental. Esses compósitos mostram as duas horas antes, os 30 min durante e as três horas depois da ocorrência das LI's. O propósito desse procedimento é mostrar o papel das LI's nos campos termodinâmicos e nos fluxos próximo a superfície em anos normais e de El Niño.

Figura 7-Linha de Instabilidade do tipo 2 (LIP2) passando pelo sitio experimental no dia 07 de Maio de 2015 as 09:30 UTC.



Fonte: DSA/CPTEC (2022)

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante o ano de 2014, considerado normal, foram encontrados 24 casos de LIP2, e no ano de 2015, quando ocorreu o intenso El Niño, foram observados 28 casos de LIP2, que passaram pelo sítio experimental, conforme demonstrado na Tabela 3 e 4. Destaca-se que no período chuvoso (janeiro até abril), foi quando foram observados os maiores números de casos, tanto no ano de 2014 como no ano de 2015, correspondendo a 57 e 70% do total de casos durante o ano todo, respectivamente. Esses resultados são corroborados por vários outros estudos na literatura ao analisarem linhas de instabilidade na Amazônia (COHEN, 1989; ALCÂNTARA, 2011; BEZERRA, 2021).

Esse número maior de LIP2 no ano de 2015 pode ser justificado pelo aumento da temperatura da superfície do mar, que faz com que mais água seja evaporada e assim aumente a formação dos sistemas convectivos (LIMA; ALCÂNTARA, 2017; SILVA, et al., 2017). Essa maior ocorrência de LIP2 durante anos com temperaturas mais elevadas, como é o caso de anos com El Niño, pode ser cada vez mais frequentes em um cenário de mudanças climáticas globais. No ano de 2014, 79% das LIP2 formadas ocorreram durante o dia e 21 % durante a noite, enquanto no ano de 2015 esse percentual diminuiu para 75% durante o dia e 25% durante a noite. Alcântara et al. (2011) através do estudo de uma série temporal de 10 anos acerca da ocorrência de linhas de instabilidade na Amazônia, encontrou picos na ocorrência desse sistema convectivo em 2005, também ano de El Niño.

As Figuras 8a,b mostram um desses sistemas convectivos que iniciou sua formação por volta de 16:30 UTC do dia 10 de junho de 2015 junto a costa atlântica e propagou continente adentro, até sua passagem pelo sítio experimental do ATTO por volta de 16:00 UTC do dia 11 de junho de 2015.

Após a identificação e quantificação das LIP2 que ocorreram nos anos de 2014 e 2015, foi avaliado o quanto essas linhas impactaram no comportamento de variáveis como precipitação, temperatura, velocidade do vento, radiação de onda curta e fluxos turbulentos de energia e CO₂ próximos a superfície. Recorreu-se aos ciclos diários médios dessas variáveis, sem e com a presença de linhas, para mostrar como a presença da LIP2 impacta a concentração de gases e a termodinâmica da atmosfera próximo do chão.

Tabela 3 - Dias de ocorrência das Linhas de Instabilidade Tipo 2 do ano de 2014, e o horário em que passou sobre o sítio experimental.

Mes	Dia	Hora
01	18	11:00
01	29	06:00
02	05	18:00
02	07	15:00
02	11	07:00
02	21	05:00
03	05	16:30
03	06	09:00
03	26	19:30
04	01	11:00
04	02	17:00
04	21	14:00
04	23	14:30
04	24	07:00
04	25	17:30
05	16	16:30
05	22	09:00
05	29	18:30
06	11	18:00
06	27	21:00
08	31	14:30
09	18	20:00
10	18	14:00
11	17	17:00

Tabela 4 - Dias de ocorrência das Linhas de Instabilidade Tipo 2 do ano de 2014, e o horário em que passou sobre o sítio experimental.

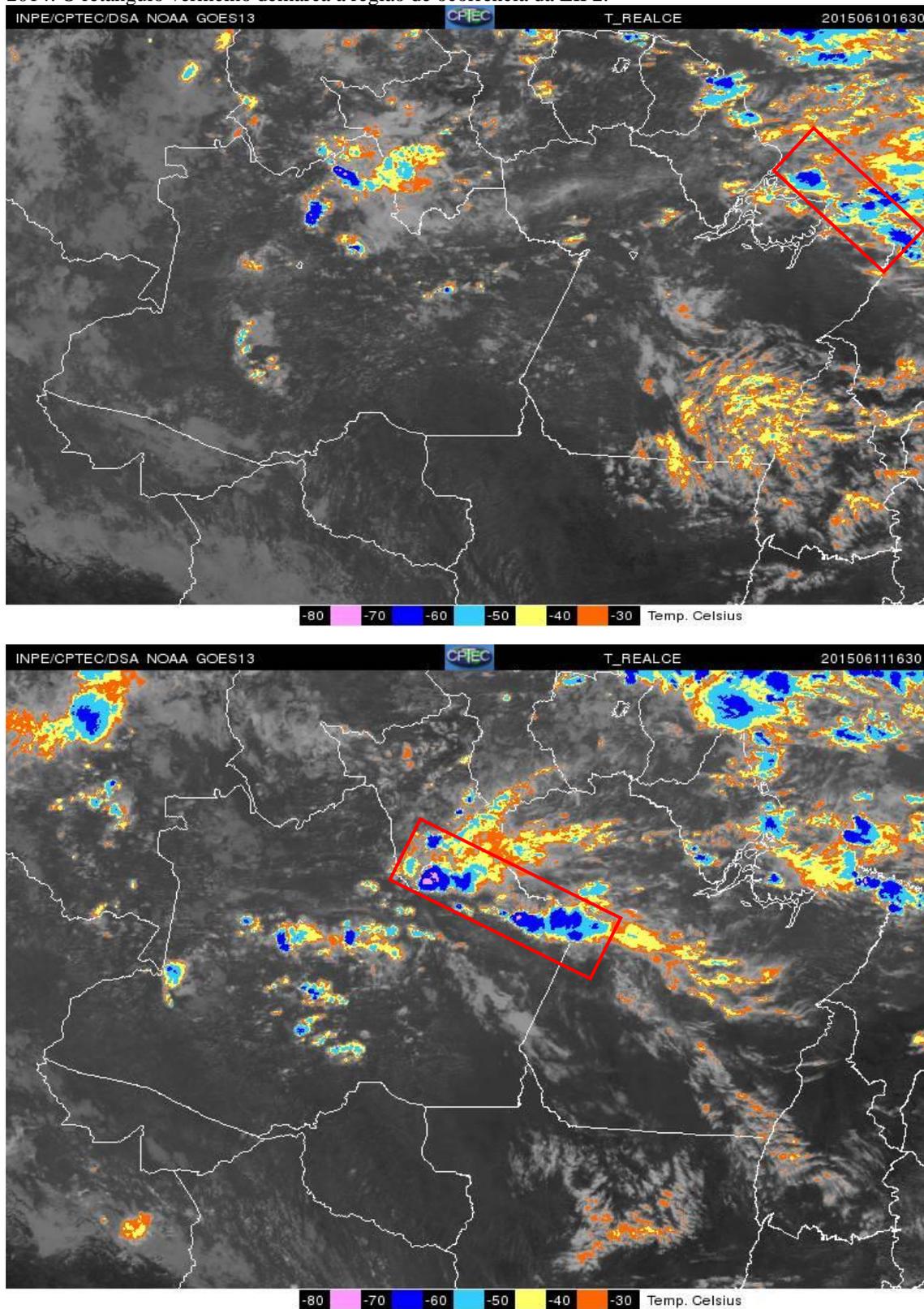
Mes	Dia	Hora
01	14	12:30
01	19	15:00
01	24	10:30
02	01	10:30
02	02	20:30
02	09	03:00
02	12	16:30
02	18	11:00
02	22	17:30
02	27	08:00
03	04	10:30
03	06	13:30
03	11	09:30
04	01	16:30
04	09	23:30
04	10	07:30
04	12	07:30
04	13	07:00
04	14	17:30
04	16	10:30
04	29	07:30
05	02	15:30
05	06	10:00
05	07	11:00
06	11	15:30
07	25	12:00
07	30	17:30
10	31	22:00

5.1 Precipitação

A precipitação acumulada mensal no ano de 2014 (Normal) e 2015 (El Niño) são evidenciados na Figura 9. Observa-se que os primeiros meses do ano foram os que obtiveram as maiores taxas de precipitação, no mesmo período em que foram identificados os maiores casos de LIP2. Uma das principais características das linhas de instabilidade é que elas estão frequentemente associadas a valores elevados de precipitação (COHEN et al., 1989; GARSTANG et al., 1994; REBOITA, et al., 2010; AMANAJÁS; BRAGA, 2012).

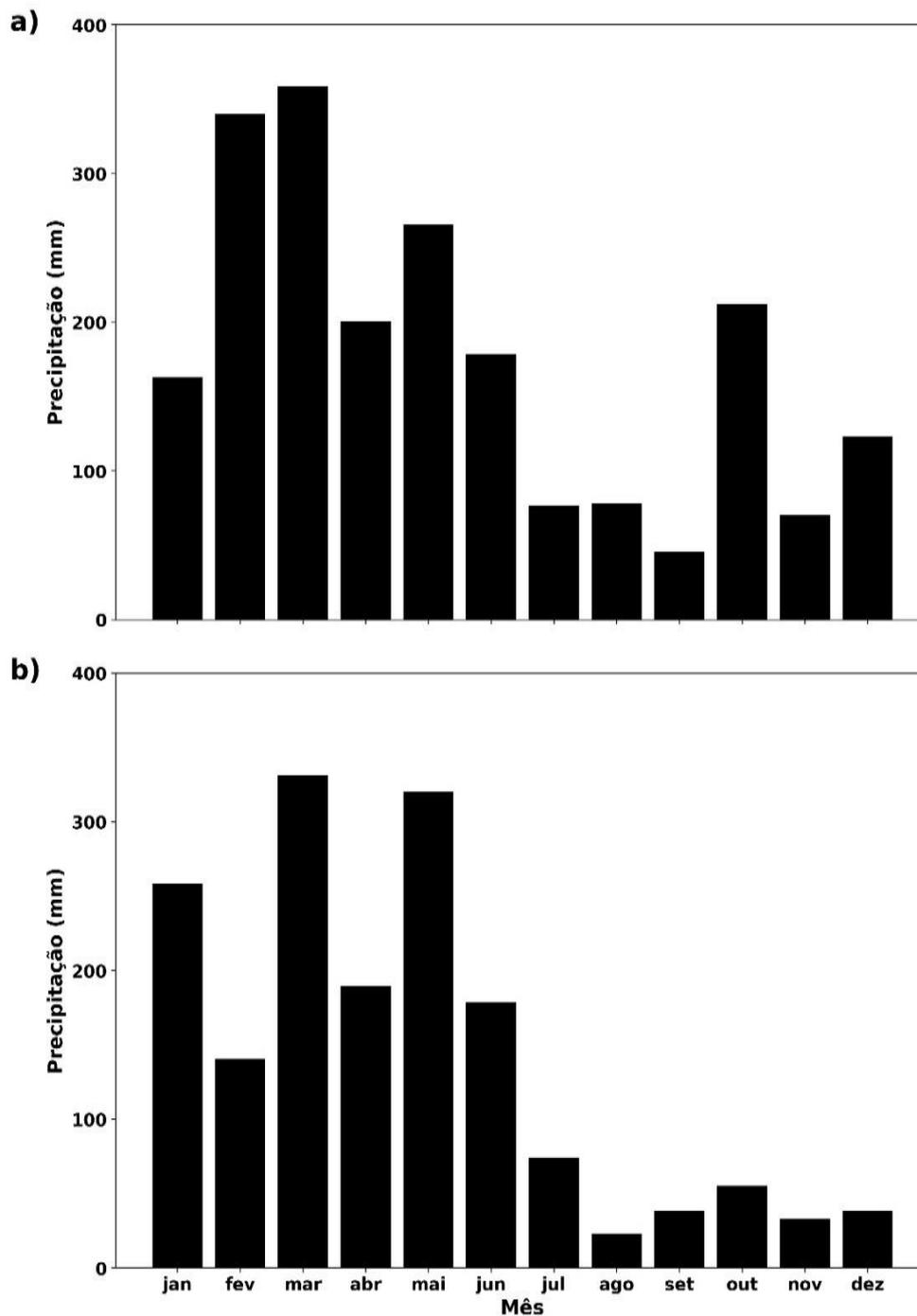
As Figuras 10a e 10b mostram os valores da precipitação durante a ocorrência das LIP2, nos anos de 2014 e 2015, respectivamente. A linha vertical tracejada preta indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência da LIP2. Em 2014 os máximos da precipitação ocasionados pelas LIP2 foram mais elevados, chegando a 17,5 mm, em comparação com 2015, em que os picos chegaram a apenas 12,5 mm. Nota-se que os máximos de precipitação no ano de 2014 foram maiores em relação a 2015, mas no ano de 2015 a ocorrência da precipitação se deu em maior intervalo de tempo, sendo evidenciado quando se realiza o somatório dos valores acumulados durante a passagem dos sistemas convectivos, sendo 111,76 mm e 191,52 mm, para 2014 e 2015, respectivamente. Esses resultados evidenciam os impactos que esses sistemas convectivos ocasionam na superfície através de altas taxas de precipitação, como encontrado por Mateo et al. (2009) e Melo et al. (2019).

Figura 8-Formação de uma linha de instabilidade (LI) do tipo 2 (LIP2) que se formou no dia (a) 10 de junho de 2014 na região costeira da Amazônia. LIP2 passando acima do sítio ATTO no dia (b) 11 de junho de 2014. O retângulo vermelho demarca a região de ocorrência da LIP2.



Fonte: DSA/CPTEC (2022).

Figura 9-Acumulado mensal de precipitação (mm) acima do sítio ATTO para os dois anos de estudo: (a) 2014 (Normal) e (b) 2015 (El Niño).

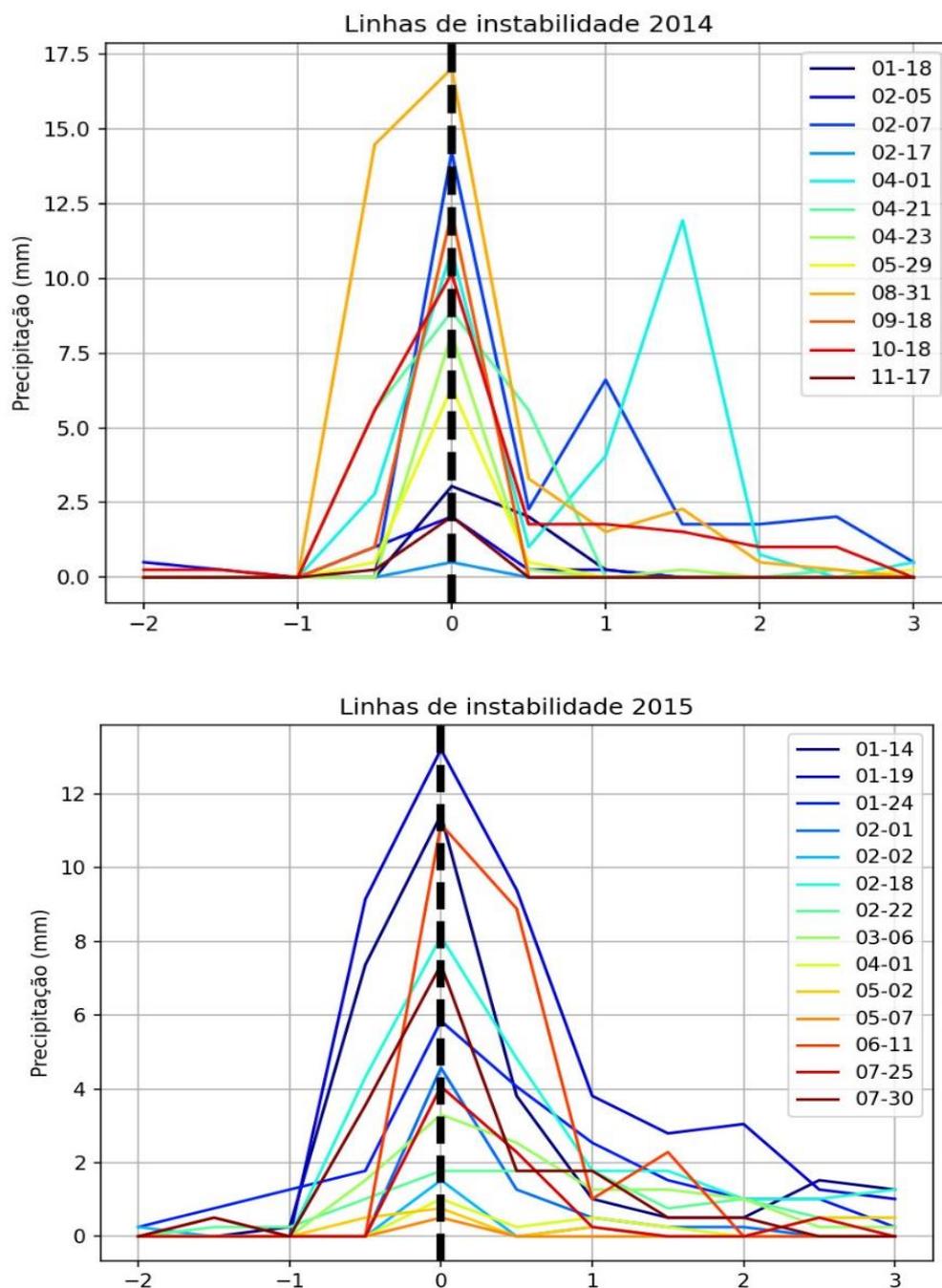


Fonte: Autor

No entanto, ao se analisar o acumulado anual da precipitação para os dois anos de estudo, os valores encontrados são 2.112 mm e 1.679 mm para 2014 e 2015, respectivamente, as menores taxas de precipitação em 2015 é esperado por se tratar de

um ano com ocorrência de El Niño (KAYANO; MOURA, 1986; ROPELEWSKI; HALPERT, 1986; ARBLASTER; ALEXANDER, 2012).

Figura 10-Valores de precipitação durante a ocorrência das Linhas de Instabilidade tipo 2 (LIP2), no ano de (a) 2014 e (b) 2015.



Fonte: Autor.

5.2 Temperatura

O comportamento médio da temperatura (Figura 11), para ambos os anos, apresenta um padrão esperado, ou seja, valores menores durante a noite comparados ao dia, e ao decorrer da noite esses valores decrescem atingindo mínimos antes do amanhecer, por volta de 09:00 UTC. A partir de 10:30 UTC a temperatura começa a aumentar, apresentando valor máximo entre 18:00 e 19:00 UTC.

Quando se compara os valores da temperatura no período chuvoso e no período seco do ano de 2014, nota-se que os valores mínimos e máximos ficaram em torno de 23,5 °C e 27,5 °C, respectivamente, no período chuvoso, já no período seco eles giraram em torno de 25 °C e 30 °C, respectivamente. No ano de 2015, ano de El Niño, os valores mínimos e máximos da temperatura nos períodos chuvoso e seco foram próximos de 23,5 °C, e 27 °C, respectivamente. Esses foram praticamente iguais aos observados no período chuvoso de 2014. Contudo, no período seco de 2015, os valores mínimo e máximo foram próximos 26 °C e 31 °C, respectivamente. Esses valores foram muito maiores que os identificados no período seco de 2014. Ou seja, é possível notar que durante a presença do fenômeno de El Niño ao longo de um ano, o período seco é mais alterado que o período chuvoso, com reduções significativas nas taxas de precipitação (Fig. 9) e importantes aumentos da temperatura do ar próximo a superfície (Fig. 11).

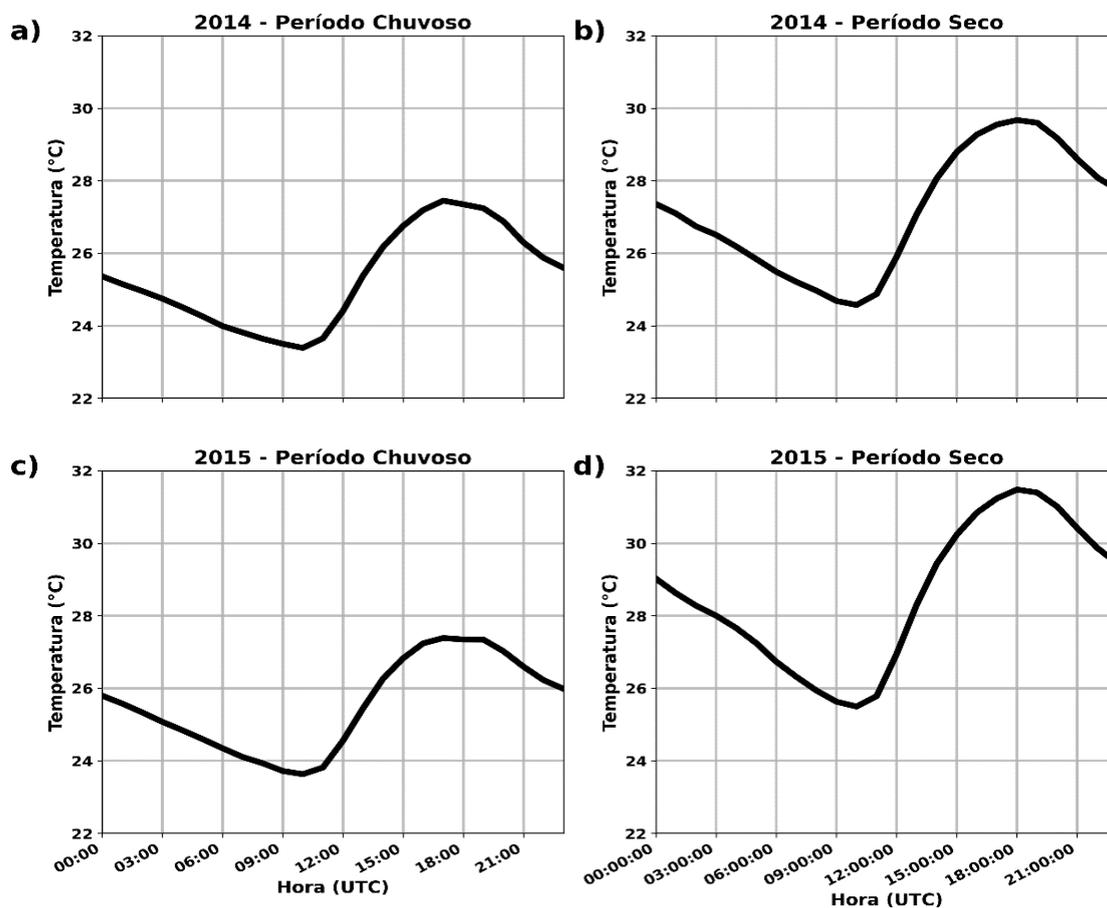
Esses resultados corroboram com o estudo realizado por Guimarães e Reis (2012), no qual os autores realizaram um estudo usando dados de 265 estações meteorológicas espalhadas pelo Brasil em uma série temporal de 50 anos, e encontraram elevação da temperatura média em anos com a ocorrência do El Niño, sendo mais evidente essa elevação da temperatura nos meses de junho adiante. Nesse mesmo sentido o estudo de Santos et al. (2011) avaliou a temperatura do solo em 3 anos de estudo, sendo um desses anos de El Niño, e os resultados encontrados por eles mostram o aumento da temperatura em anos com a ocorrência deste fenômeno.

Na Figura 12 são mostrados os compósitos da temperatura do ar correspondente a todas as ocorrências das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 12a) e 2015 (Fig. 12b). Evidencia-se um decaimento dos valores desse parâmetro, de aproximadamente 2 e 2,5°C, nos anos de 2014 e 2015, respectivamente. Ou seja, a queda da temperatura ocorrida durante a presença das LIP2 em anos normais e de El Niño foram bastante similares. Melo; Alcântara; Mattos, (2020), através de um estudo de caso de uma

LI na Amazônia central, encontrou um decaimento de 3°C na temperatura do ar com a ocorrência da linha. Fan et al. (2017), através de simulação numérica e de dados experimentais no Centro oeste dos Estados Unidos, observaram queda na temperatura através da ocorrência dos fenômenos convectivos de $3,9^{\circ}\text{C}$.

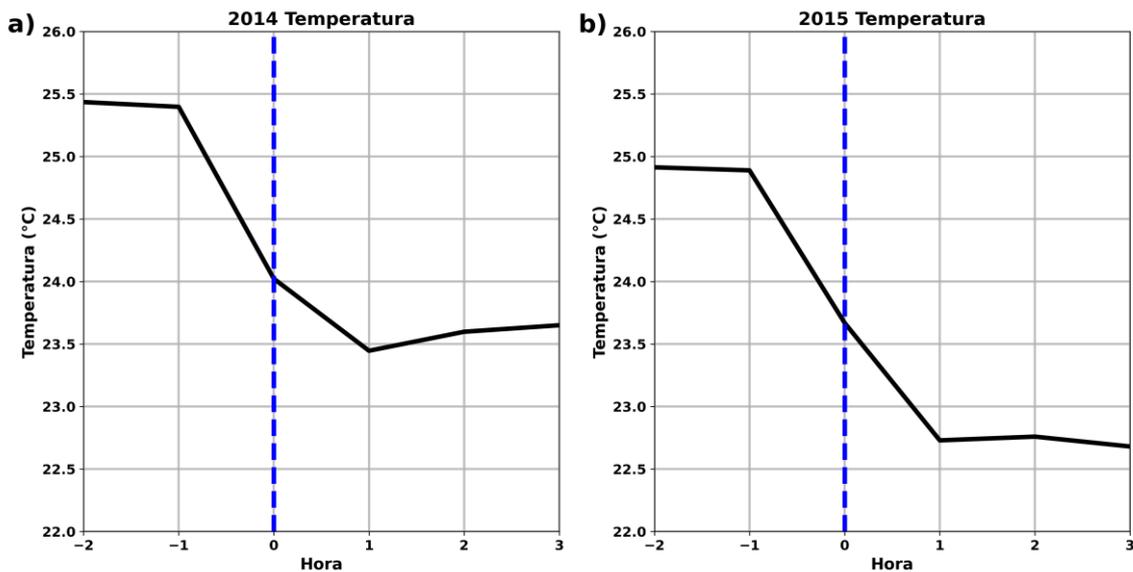
A temperatura é um parâmetro bastante influenciado devido a ocorrência dos downdrafts associado as LI's. Esses movimentos descendentes carregarem ar frio e seco da média e alta troposfera para a superfície (BETTS et al., 2002), ou seja, durante a presença dos downdrafts há uma queda importante nos valores da temperatura e umidade próximo a superfície (BETTS et al., 2002; DIAS-JUNIOR et al., 2017; MELO et al., 2019).

Figura 11-Média horária da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

Figura 12-Compósitos da temperatura correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2

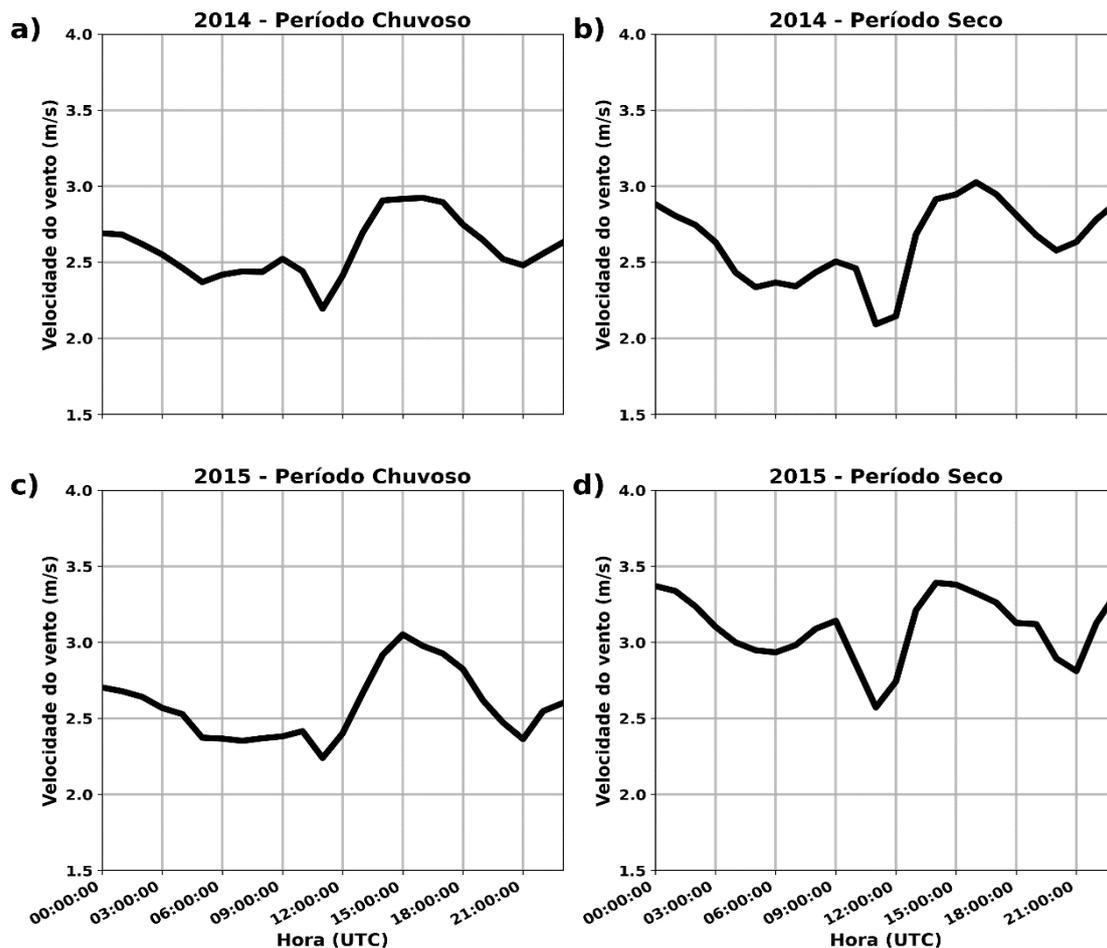


Fonte: Autor.

5.3 Velocidade do vento

A velocidade do vento, mostrado na Figura 13, apresenta variação ao longo do ciclo diário. Durante o período chuvoso de 2014 e 2015 os valores mínimos ($2,2 \text{ m s}^{-1}$) ocorreram por volta de 12:00 UTC, e os valores máximos (aproximadamente $3,0 \text{ m s}^{-1}$) foram medidos próximo das 15:00 UTC. No período seco de 2014 os valores mínimos e máximos do vento foram similares e ocorreram nos mesmos horários do período chuvoso. Contudo, para o período seco de 2015 ambos os valores foram maiores, sendo os valores mínimos (12:00 UTC) e máximos (15:00 UTC) de $2,5$ e $3,4 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente.

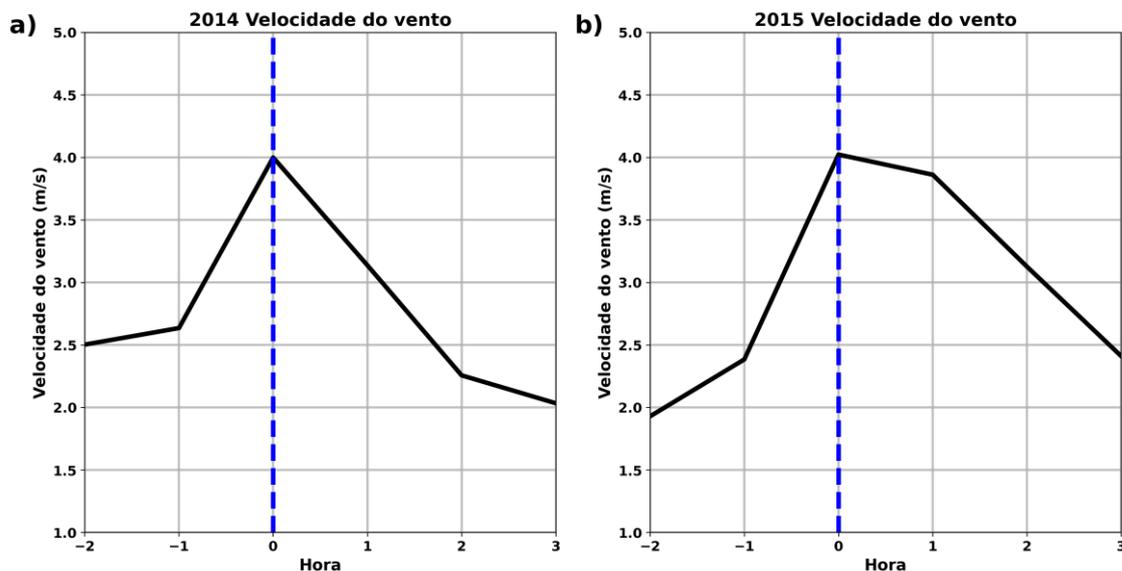
Figura 13-Média horária da velocidade do vento (m/s) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

A velocidade do vento é um dos primeiros parâmetros a sofrer alteração com a ocorrência das LIs, tendo seus valores aumentados consideravelmente durante a passagem dessas linhas (ALCÂNTARA, 2011; OLIVEIRA; ALCÂNTARA; SOUZA, 2016; FAN et al., 2017). Com a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO, nos anos de 2014 (Fig. 14a) e 2015 (Fig. 14b), a velocidade do vento praticamente duplica de valor durante a ocorrência da LIP2, comparativamente ao vento horas antes e depois da presença da linha. Antes da passagem das linhas velocidade média do vento ficou em torno de 2 e 2,5 m s^{-1} , para 2014 e 2015, respectivamente. Durante a presença das LIP2 essa velocidade chega a aproximadamente 4 m s^{-1} nos dois anos de estudo. Esses resultados mostram que a presença desse tipo de sistemas convectivos são responsáveis por significativos aumentos da velocidade do vento, resultados semelhantes foram encontrados por Bezerra et al. (2021) através de um estudo de caso de uma LI amazônica.

Figura 14-Compósitos da velocidade do vento correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.

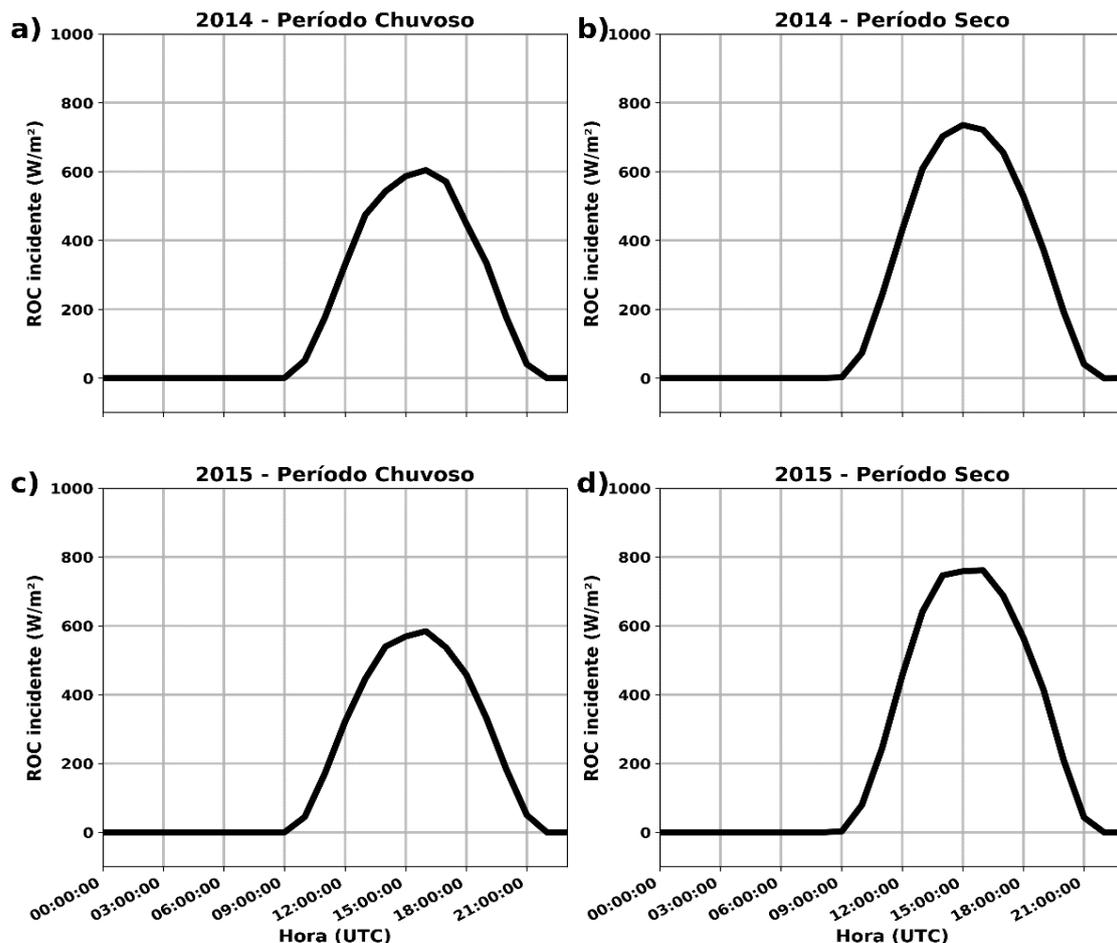


Fonte: Autor.

5.4 Radiação de onda curta

A radiação de onda curta incidente (ROCi) só começa a apresentar valores a partir das 10:00 UTC (Figura 15), horário esse do amanhecer do dia nesta região. A partir desse momento a radiação solar começa a chegar na superfície. Comparando os períodos chuvosos dos dois anos investigados aqui (Figuras 15a,c) observa-se que os valores máximos da ROCi foram aproximadamente iguais (em torno de 600 W m^{-2}), e ocorreram próximo das 16:00 UTC. No entanto, nos períodos secos o valor máximo da ROCi foi maior em 2015 (em torno de 800 W m^{-2}) que em 2014 (por volta de 750 W m^{-2}). O valor médio da ROCi ao longo do ciclo diário foi de aproximadamente 200 W m^{-2} para ambos os anos de 2014 e 2015. O valor máximo da ROCi no período seco, e em especial em anos de El Niño, está relacionado a menor cobertura de nuvens (MACEDO; FISCH, 2018). Resultados semelhantes foram encontrados por Von Randow, et al. (2004), em estudo realizado em sítios experimentais no Estado de Rondônia, no sudoeste da Amazônia. Eles observaram que o máximo de radiação de onda curta que chegava acima de superfícies florestadas e de pastagem, no período chuvoso era de aproximadamente 650 e 600 W m^{-2} , respectivamente, e no período seco era próximo de 800 W m^{-2} para as duas superfícies.

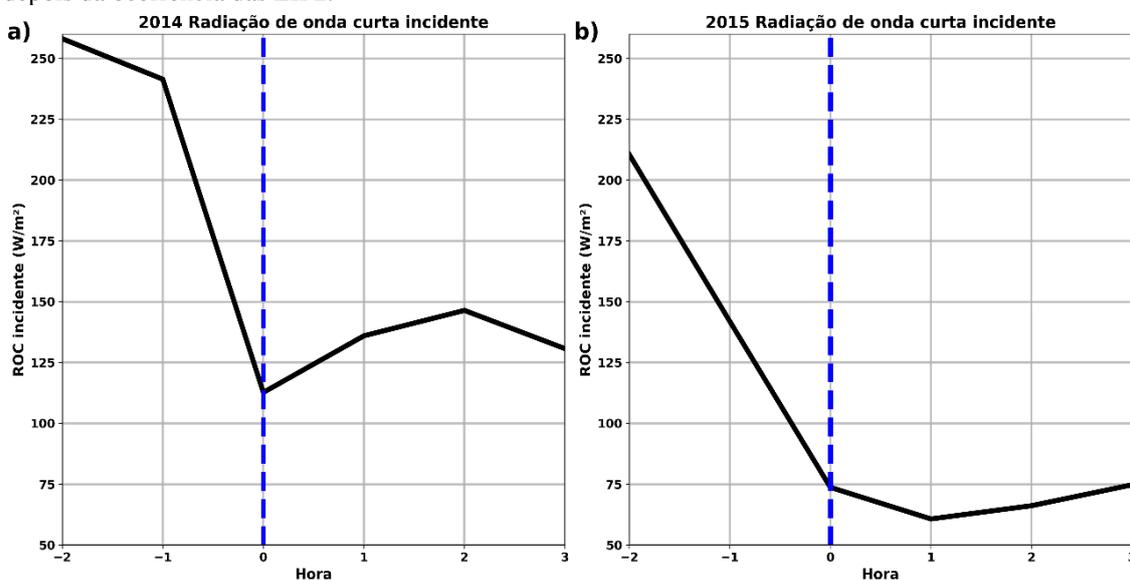
Figura 15-Média horária da radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco, acima do sítio ATTO, na Amazônia Central.



Fonte: Autor.

Através dos compósitos com as ocorrências das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 16a) e 2015 (Fig. 16b), nota-se que a ROCi apresenta decaimento de 56%, passando de aproximadamente $260 W m^{-2}$, para $115 W m^{-2}$ no ano de 2014, e de 71% para o ano de 2015, passando de $210 W m^{-2}$ para $60 W m^{-2}$, em média. Esse decaimento é devido às massas de ar que impedem a passagem da radiação da alta troposfera para a superfície. Além disso, acredita-se que em anos de El Niño (2015) as nuvens associadas às LIP2 são mais profundas e conseqüentemente os valores da ROCi são menores quando comparados com anos normais (2014), mesmo antes e durante a ocorrências das Linhas.

Figura 16-Compósitos da radiação de onda curta incidente correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



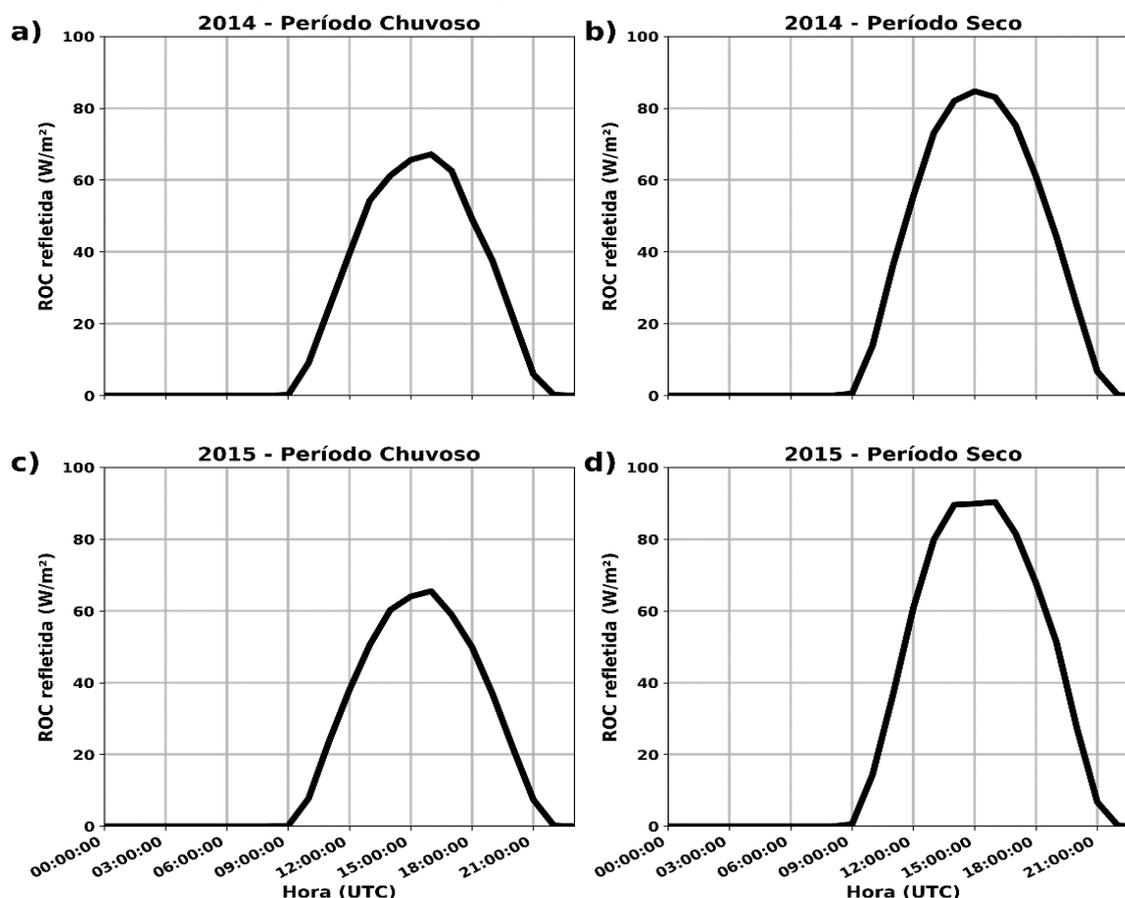
Fonte: Autor.

A radiação de onda curta refletida (ROCr) tem comportamento similar a ROCi, além disso elas guardam relação direta, ou seja, elevados valores de ROCi frequentemente estão associados a elevados valores de ROCr e vice-versa. Com isso em mente, a Figura 17 mostra que os valores da ROCr só começam a serem diferentes de zero com o nascer do Sol, por volta de 10:00 UTC. Esses valores aumentam exponencialmente, e alcançam seu máximo por volta de 15:00 UTC e se mantem aproximadamente constante até às 17:00 UTC, quando a partir desse horário passam a decrescer até às 22:00 UTC e seus valores voltam a ser zero. Quando se compara os dois anos de estudo, no período chuvoso os valores se mantêm parecidos, tendo máximo em torno de 70 W m^{-2} , mas no período seco dos dois anos, o ano de 2015 apresentou maiores valores (aproximadamente 90 W m^{-2}) que 2014 (aproximadamente de 85 W m^{-2}). A média anual dessa variável foi de aproximadamente 24 W m^{-2} , para 2014 e 2015. Esses resultados também corroboram com os encontrados por Von Randow et al. (2004), Andrade et al (2009), sendo o máximo do período seco maior que do período chuvoso, na faixa de 80 e 70 W m^{-2} , respectivamente.

Durante a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 18a) e 2015 (Fig. 18b), os valores da ROCr apresentaram queda média de 54% no ano de 2014 e 75% no ano de 2015. Devido à diminuição da radiação incidente, consequentemente a radiação refletida tende a diminuir também. A queda maior encontrada nos valores da

ROCr no ano de 2015 estão relacionados a mesma explicação dada para a RO*C*_i, ou seja, nuvens profundas em anos de El Niño reduzem os valores da RO*C*_i e consequentemente da RO*C*_r.

Figura 17-Média horária da radiação de onda curta refletida ($W.m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



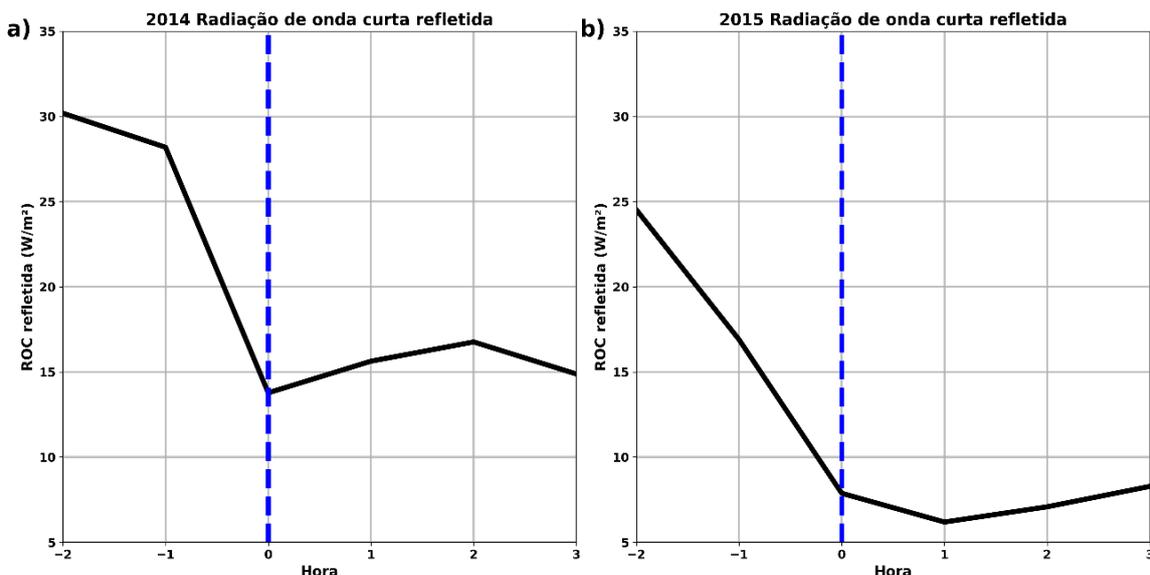
Fonte: Autor.

5.5 Umidade relativa

A umidade relativa (UR) apresentou no período chuvoso os valores máximos da UR giram em torno de 95% (por volta de 11:00 UTC), e os valores mínimos em torno de 80% (por volta de 18:00 UTC), para ambos os anos. Já no período seco, o ano de 2014 apresentou valores máximos/mínimos de 88%/68% e o ano de 2015 apresentou valores de 82%/62%, respectivamente, o que já era esperado pois durante os anos de El Niño a atmosfera próxima a superfície é ainda mais seca. Esse decréscimo nos valores da UR no período seco é justificado pelo aumento da radiação incidente (Figura 15) e o consequente aumento da temperatura do ar próximo a superfície (Figura 11) (MEDEIROS et al., 2013).

Esses resultados corroboram os estudos de Santos et al. (2011) e Nascimento Higuchi; Emmert, (2018), no qual os autores encontraram diminuição na umidade relativa do ar devido à ocorrência do fenômeno ENSO (El Niño). O valor médio anual da UR ao longo dos anos de 2014 e 2015, foram aproximadamente iguais a 83% e 79%, respectivamente.

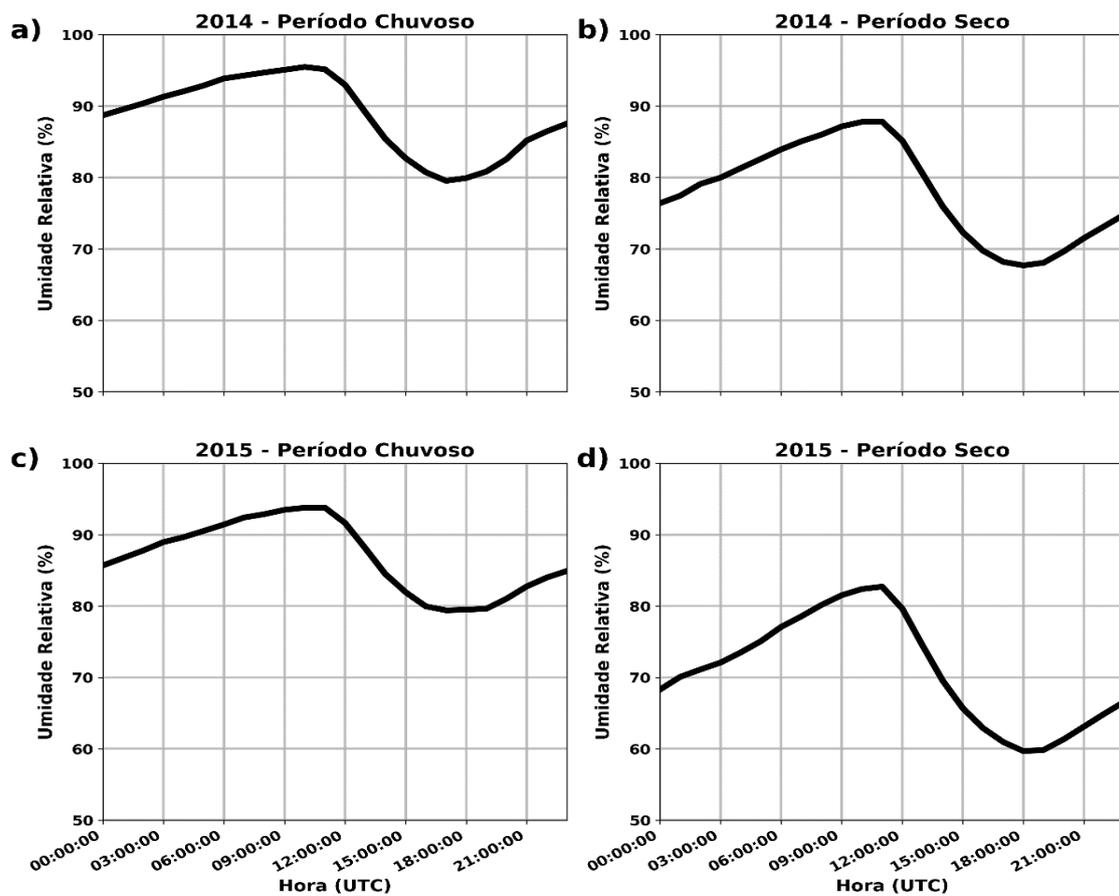
Figura 18-Compósitos da radiação de onda curta refletida correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



Fonte: Autor.

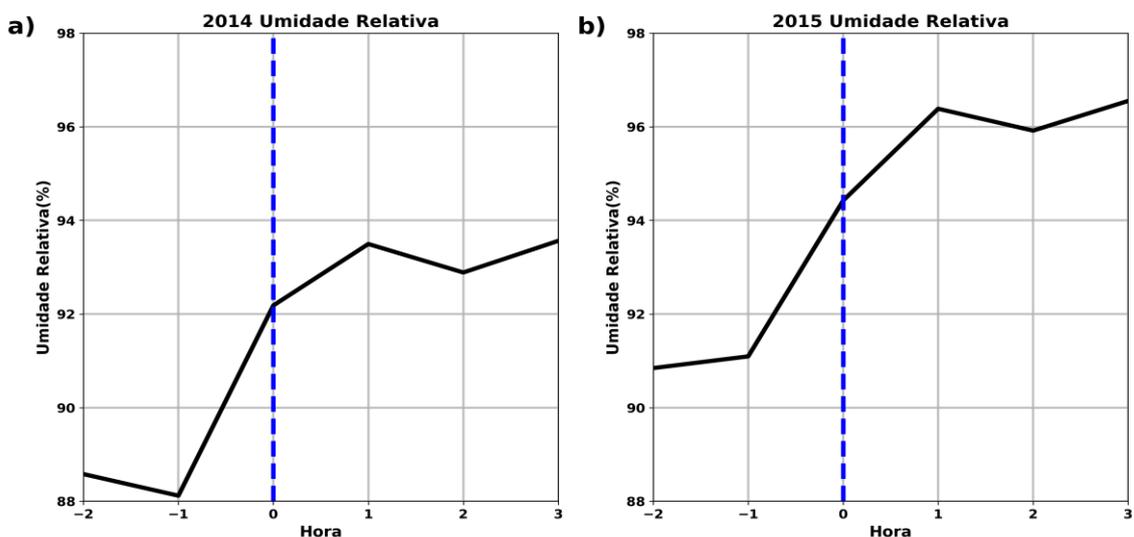
A Figura 20 mostra o comportamento da UR antes, durante e imediatamente após a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 20a) e 2015 (Fig. 20b). No ano de 2014 os valores de UR apresentaram aumento de 88% (antes da LI) para quase 93% (durante a LI), e no ano de 2015 de 91% (antes das LIs) para 96% (durante a LI), isso se deve devido á capacidade das LI's de através de seu forte dowdraft e suas elevadas taxas de precipitação aumentarem a concentração de água no ar (SOUSA, et al., 2015). Esses resultados corroboram o estudo de Loureiro (2005), no qual a autora, através de estudo de linhas de instabilidade na costa do Pará, encontrou aumento da UR durante a ocorrência desses fenômenos convectivos. Satyanarayana et al. (2014) também encontraram aumento da umidade relativa com ocorrência das células convectivas na região de Gadanki, na Índia.

Figura 19-Média horária da umidade relativa (%) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

Figura 20-Compósitos da umidade relativa correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



Fonte: Autor.

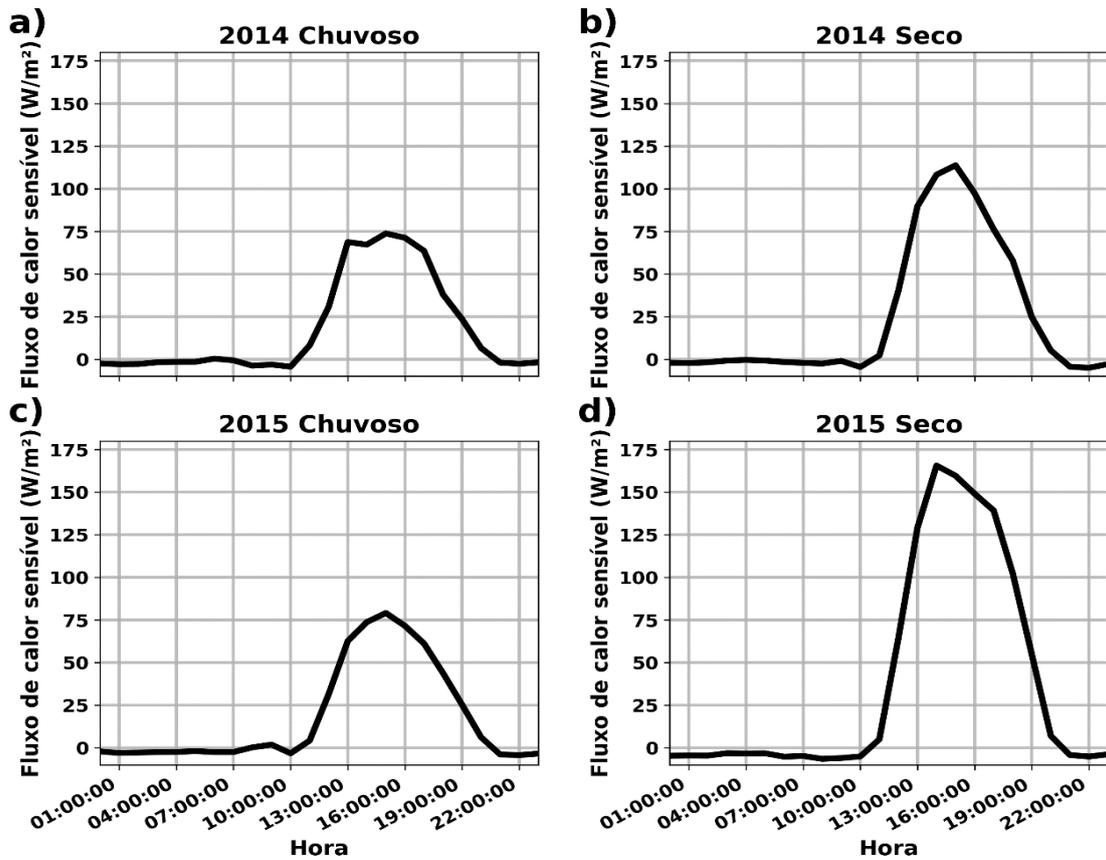
5.6 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível (H) apresentou valores similares durante os períodos chuvosos dos anos de 2014 e 2015 (Figura 21), com valores próximos a zero no período noturno e a partir das 10:30 UTC esses valores aumentam exponencialmente até próximo das 15:00 UTC, atingindo valores próximos de 75 W m^{-2} e decrescendo a partir disso. No período seco os valores de H foram relativamente diferentes para ambos os anos. Em 2014 o valor máximo de H variou em torno de 125 W m^{-2} . Já em 2015, H apresentou valor máximo em torno de 160 W m^{-2} . Resultados semelhantes a esses foram encontrados por Oliveira et al. (2006), ao analisarem variações sazonais de fluxos na região da caatinga, e por Andrade (2013) em um estudo na região amazônica. O aumento de mais de 100% do período chuvoso para o seco é justificado por ser um período com menos ocorrência de nuvens e assim maior quantidade de radiação solar chega na superfície. Do ano de 2014 para o ano de 2015, no período seco, teve-se um aumento de 35% nos valores de H (levando em consideração o máximo). Esses resultados são justificados pelo evento El Niño ocorrido no ano de 2015. Pereira (2013) ao analisar balanços de energia em regiões de floresta e de pastagem no pantanal por dois métodos diferentes (Razão de Bowen e Eddy Covariance) encontrou diferenças significativas nos valores de H, mas o comportamento diário encontrado pelo método da correlação dos vórtices turbulentos é semelhante ao encontrado nesse trabalho.

Durante a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 22a) e 2015 (Fig. 22b), os valores de H apresentaram um decréscimo médio de aproximadamente 30 W m^{-2} , em ambos os anos investigados aqui, durante a ocorrência das LIP2, comparativamente aos valores de H duas horas antes dessa ocorrência. Esses resultados complementam os encontrados por Bezerra et al. (2021), a qual analisou um único evento de linha de instabilidade ocorrido na Amazônia central, observando que a presença da linha foi responsável pela diminuição das trocas turbulentas de fluxo de calor sensível próximo a superfície.

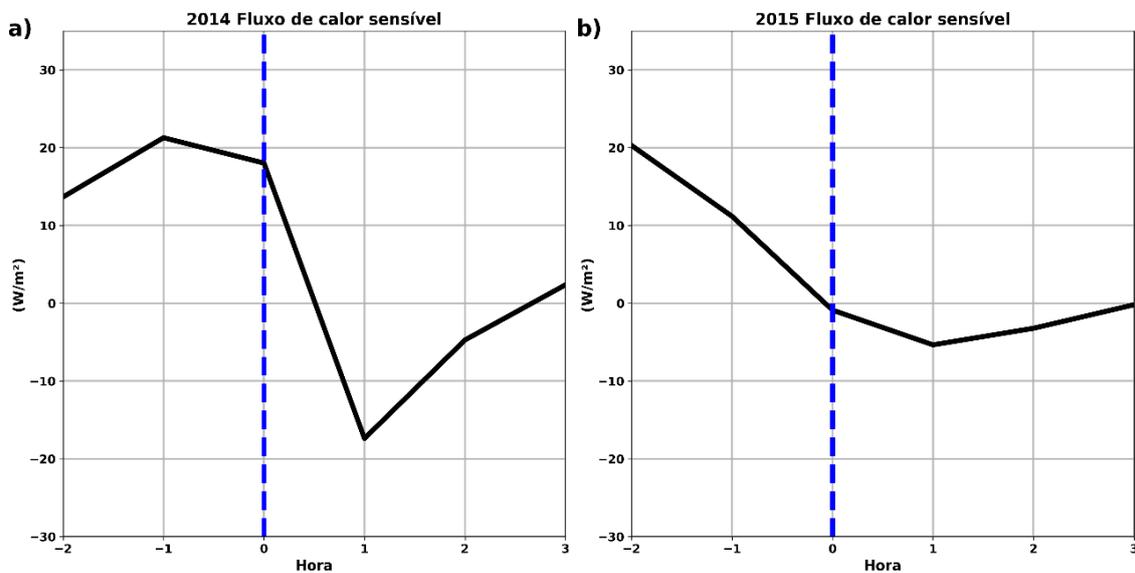
Esses resultados mostram como os sistemas convectivos, tais como as linhas de instabilidade, podem alterar as trocas turbulentas de energia próximo a superfície e ajudar em estudos que analisam esse efeito em propósitos meteorológicos e hidrológicos, e dar uma melhor compreensão dos processos de troca de massa e de energia que ocorrem na superfície da terra.

Figura 21-Média horária do fluxo de calor sensível ($W \cdot m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

Figura 22-Compósitos do fluxo de calor sensível correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



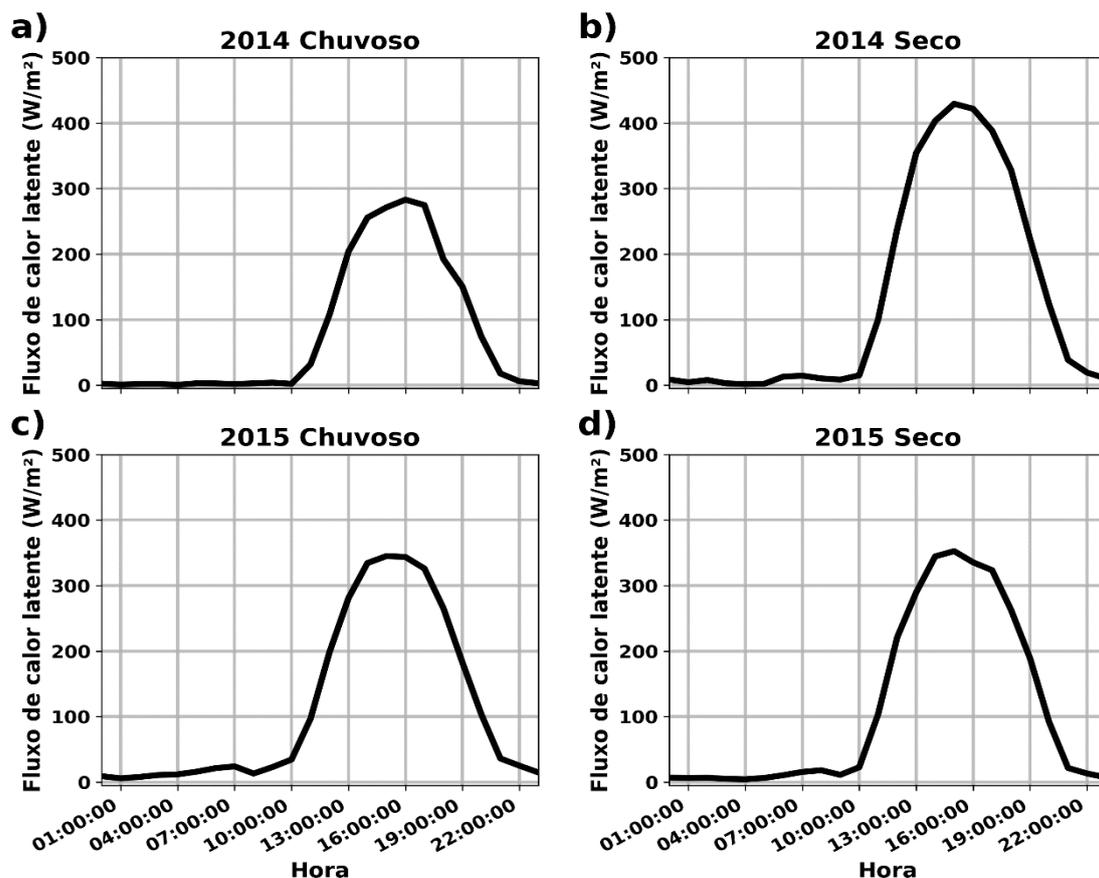
Fonte: Autor.

5.7 Fluxo de calor latente

No período chuvoso, o fluxo de calor latente (LE) apresentou menores valores no ano de 2014, com seu máximo em aproximadamente 300 W m^{-2} , e no ano de 2015 o seu máximo de aproximadamente 350 W m^{-2} . Já no período seco, o ano de 2014 apresentou valores máximos maiores, chegando a aproximadamente 420 W m^{-2} e no ano 2015 esse valor máximo médio foi de aproximadamente 380 W m^{-2} (Figura 23). Esses resultados corroboram com os estudos Von Randow et al. (2004), Rocha et al. (2004), Paiva e Cavalcanti (2011), Andrade (2013) e Silva (2013). Nota-se que os valores de LE aumentam no período seco, comparativamente ao período chuvoso, similar ao que aconteceu com os valores de H. Isso está associado a uma maior radiação de onda curta incidente que atinge a superfície da terra nesse período, uma vez que a cobertura de nuvens na região durante o período seco é menor que durante o período chuvoso. Essa radiação de onda curta resultará em um maior saldo de radiação e conseqüentemente em maiores fluxos de energia (VON RANDOW et al., 2014; BEZERRA et al., 2021). Contudo, uma observação importante é que o valor máximo do LE durante a estação seca de 2015 foi menor que durante a estação seca de 2014. Isso, provavelmente deve estar associado a menor disponibilidade de água no solo durante a ocorrência do El Niño. Ressalta-se ainda que o horário de máxima ocorrência do LE, em ambos os anos de estudo, ocorreu por volta das 15:00 UTC. Destaca-se ainda que esse horário é relacionado ao mesmo horário de máxima velocidade do vento, radiação de onda curta incidente e refletida, e os menores valores de umidade relativa, também encontrado por Rocha et al. (2004) e Andrade (2013).

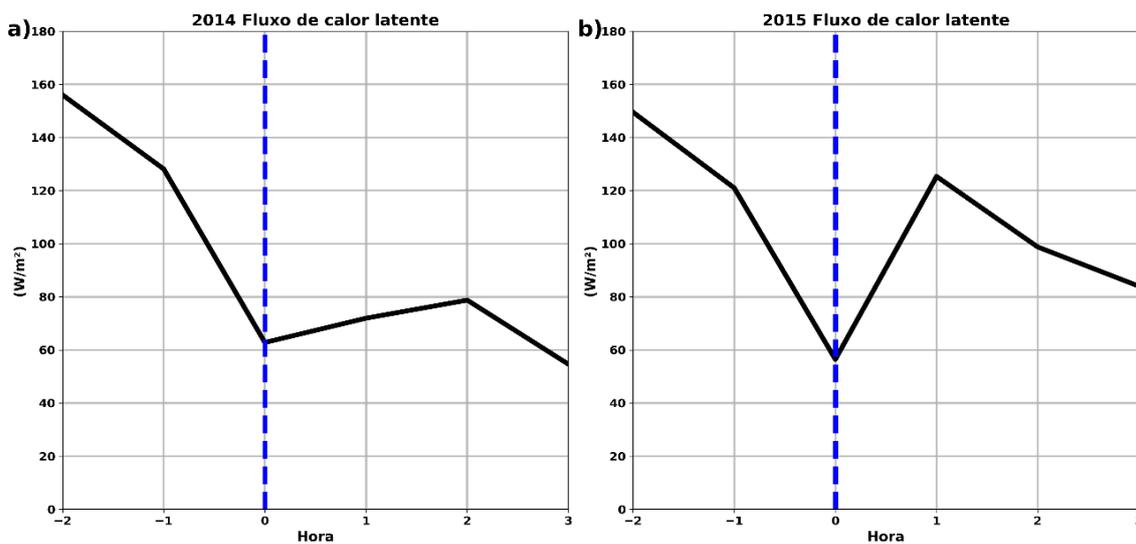
No estudo de Rocha et al. (2009) os autores realizaram um estudo na região amazônica, onde foi realizada uma análise de dados, na qual foram reunidas informações de algumas áreas de florestas equipadas com torres micrometeorológicas do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), os resultados mostraram relação direta dos valores medidos de fluxos de calor sensível e radiação com a época do ano, sendo encontrado valores maiores nessa variáveis no período seco, e valores menores no período, concluindo assim a influência que a sazonalidade exerce nos valores observados nessas variáveis.

Figura 23-Média horária do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco. As medidas foram realizadas acima do sítio ATTO.



Fonte: Autor.

Figura 24-Compósitos do fluxo de calor latente correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



Fonte: Autor.

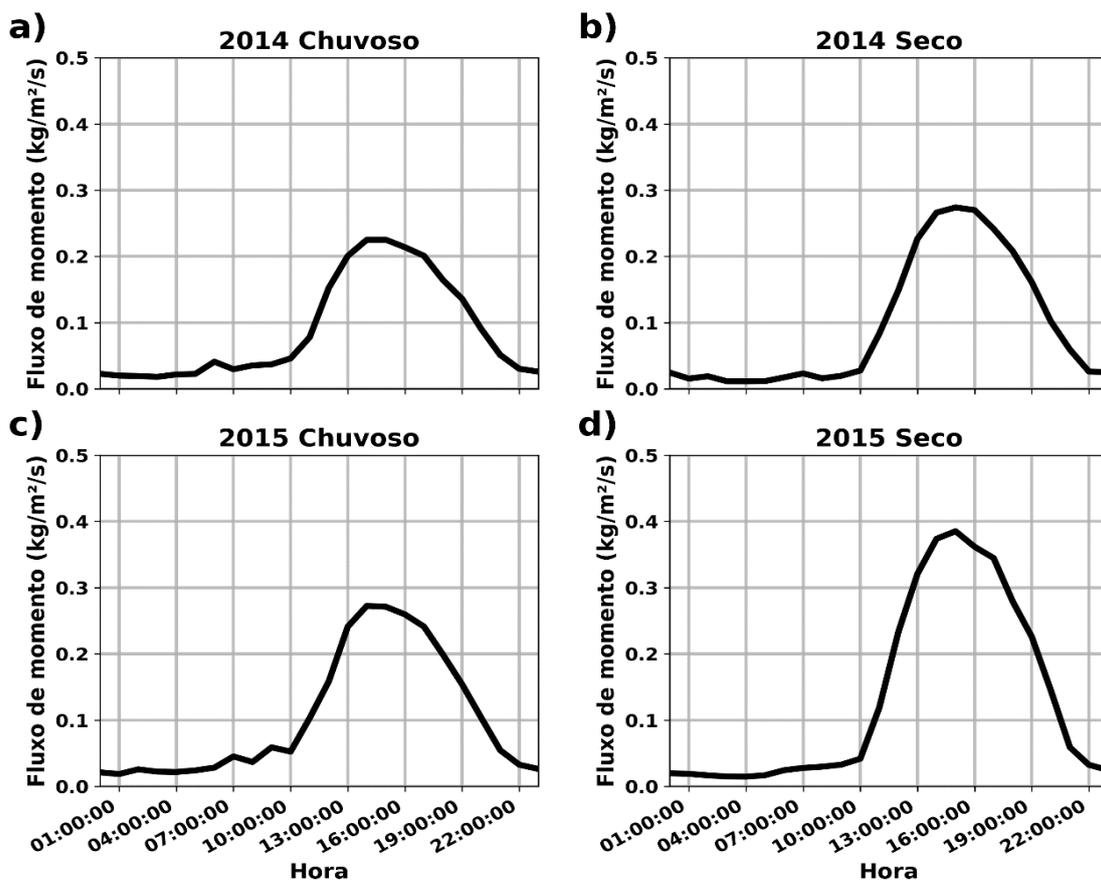
5.8 Fluxo de momento

O fluxo de momento (τ) apresentou valores máximos próximos a $0,22 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no período chuvoso de 2014 e $0,28 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no período chuvoso de 2015 (Figura 25). Já no período seco do ano de 2015, os valores máximos de τ médios estiveram em torno de $0,28 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ em 2014 e $0,40 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ em 2015. Acredita-se que a maior disponibilidade de energia e as velocidades de vento mais fortes no período seco, e em especial no ano de El Niño, conforme demonstrado na Figura 13, estão sendo convertidos em maiores fluxos de momento nesse período.

Nota-se que durante a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 26a) e 2015 (Fig. 26b), os valores de τ , uma hora antes da LIP, apresentaram aumento de aproximadamente 100%, e 200% em 2014 e 2015, respectivamente, quando comparados aos valores de τ durante a ocorrência das LIP2. Após a passagem das LIP2 sobre o sítio ATTO, eles voltam a diminuir fortemente em 2014 e fracamente em 2015. Bezerra et al. (2021), também notaram que o fluxo de momento é alterado fortemente com a passagem das LIP2s, tendo em máximos valores de 2 a 3 vezes maior do que antes da ocorrência das LIP2.

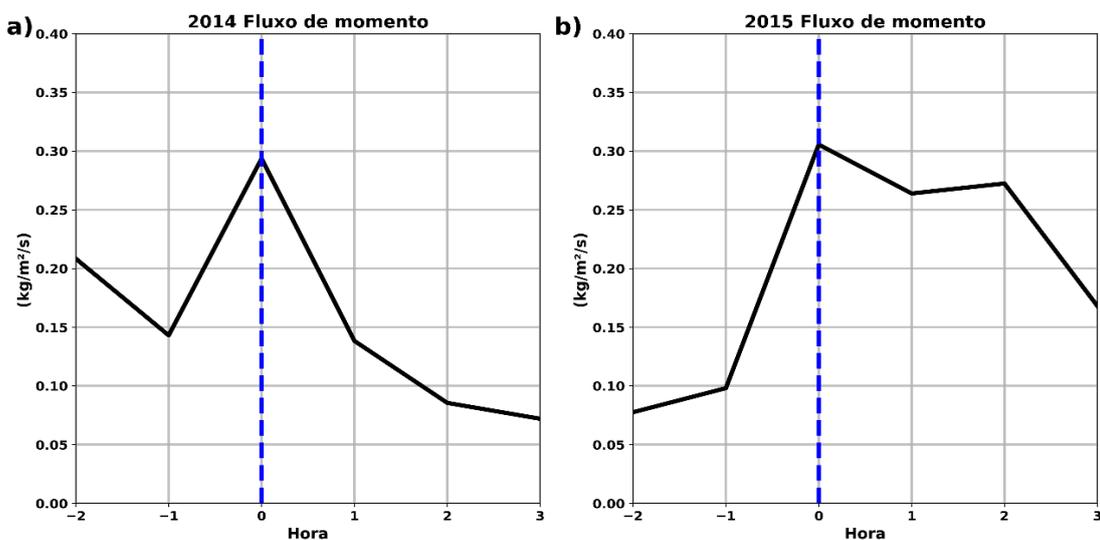
A chegada da LI promove diminuição da radiação (Figuras 16 e 18), devido a cobertura de nuvens e promove downdrafts que carregam ar frio e mais úmido, isso associado ao aumento da precipitação (Figura 10), queda da temperatura (Figura 12), aumento da velocidade do vento (Figura 14), aumento da umidade relativa (Figura 20), queda dos fluxos de calor sensível (Figura 22) e latente (Figura 24), ocasionam aumento do fluxo de momento (Figura 26).

Figura 25-Média horária do fluxo de momento ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

Figura 26-Compósitos do fluxo de momento correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



Fonte: Autor.

5.9 Fluxo de CO₂

O fluxo de CO₂ apresenta valores levemente positivos no período noturno, e fortemente negativos no começo da manhã após um máximo positivo (por volta de 10:00 UTC) até atingir seu menor valor, por volta de 16:00 UTC, em todos os períodos analisados (Figura 27). Esse máximo valor no começo da manhã pode estar associado à maior atividade microbiana do solo em função do início da disponibilidade energética proveniente da radiação solar (PEREIRA et al., 2013) e também a reduzidas trocas turbulentas nesse horário.

Os valores levemente positivos durante a noite e fortemente negativos no período diurno são justificados pois durante o dia, na presença da radiação solar, as plantas captam o CO₂ da atmosfera para realizar sua atividade fotossintética, o que leva a um fluxo negativo de CO₂. Já no período noturno, não há fotossíntese e a respiração da vegetação ocasionará um fluxo positivo de CO₂.

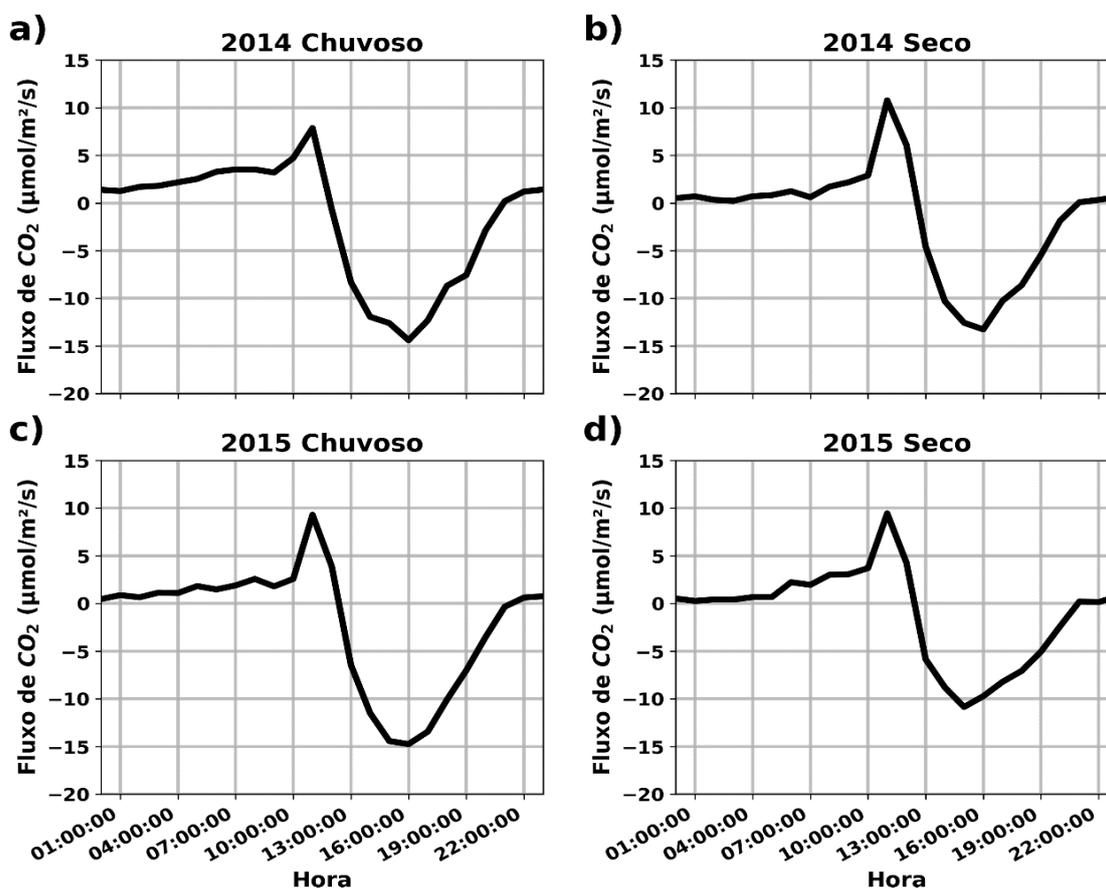
Comparando o período chuvoso dos dois anos investigados nesse trabalho, os resultados não mostram diferenças significativas, ou seja, os máximos negativos foram aproximadamente iguais a $-15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e ocorreram por volta de 16:00 UTC. No entanto, ao se analisar o período seco, os máximos negativos de CO₂ foram menores que em 2014, sendo eles aproximadamente iguais a -13 e $-10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em 2014 e 2015, respectivamente, e ocorreram também por volta das 16:00 UTC. Os menores valores foram encontrados na estação chuvosa, corroborando com estudo de Freire (2018) devido a disponibilidade de água no solo, fator esse essencial para a fotossíntese, tendo os anos de El Niño menores valores de umidade do solo devido às maiores temperaturas e isso causa a redução da condutância estomática das plantas, alterando sua atividade fotossintética (SANTOS, 2016).

Devido a ocorrência das LIP2 acima do sítio ATTO nos anos de 2014 (Fig. 28a) e 2015 (Fig. 28b), o fluxo de CO₂ mostrou aumento significativo durante o El Niño, no ano de 2014 os valores aumentaram $13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e $20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em 2015. Isso é justificado devido a troca de CO₂ do ecossistema ser principalmente dependente da radiação solar incidente (CHAPIN et al., 2011) e devido à diminuição dessa radiação incidente ocasionado pela presença das LIP2 (Figura 16) que impedem as atividades fotossintéticas das plantas, gerando assim a disponibilidade de mais CO₂ no ambiente. A queda da temperatura gera a diminuição da condutância estomática, e por sua vez na taxa

de assimilação do CO₂ (MACHADO et al. 2005). Pereira et al. (2013) em um estudo sobre trocas de CO₂ no pantanal mato-grossense, encontrou que em dias nublados, a assimilação de CO₂ pela floresta diminuiu em quase 50%.

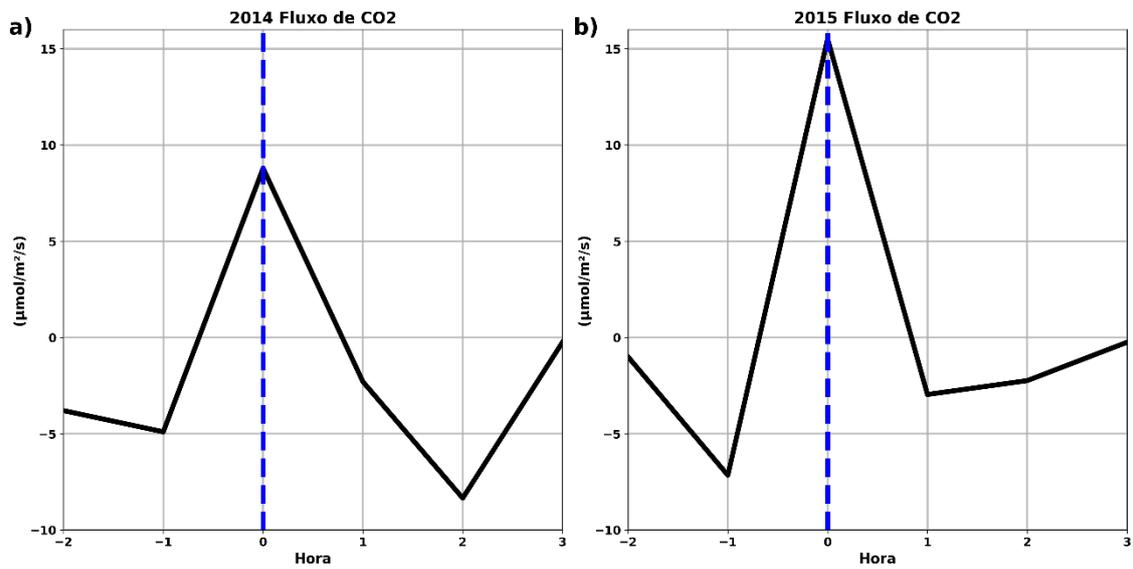
Acredita-se que os resultados obtidos nesse trabalho poderão ajudar na melhoria da parametrização usada em modelos de química e termodinâmica da atmosfera e consequentemente em melhores previsões do tempo e do clima amazônico, o que pode influenciar na produtividade de plantas e na disponibilidade de alimentos para a população.

Figura 27-Média horária do fluxo de dióxido de carbono-CO₂ ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) para 2014 (a) período chuvoso e (b) período seco, e 2015 (c) período chuvoso e (d) período seco.



Fonte: Autor.

Figura 28-Compósitos do fluxo dióxido de carbono-CO₂ correspondente a todas as ocorrências das LIP2 nos anos de (a) 2014 e (b) 2015. A linha vertical tracejada azul indica o horário de ocorrência das LIP2 acima do ATTO. Os valores de -2 e 3 nas abscissas indicam o período de 2 horas antes e 3 horas depois da ocorrência das LIP2.



Fonte: Autor.

6 CONCLUSÃO

Foi possível observar que o El Niño impacta diretamente o número de ocorrências das LIs. E essas LIs são responsáveis por altas taxas de precipitação nos locais por onde passam.

A ocorrência dos sistemas convectivos de mesoescala, do tipo linhas de instabilidade, impactam diretamente nas variáveis termodinâmicas e nos fluxos turbulentos. Além do que, a sazonalidade é responsável por alterações significativas nas variáveis termodinâmicas e de fluxos, sendo agravado quando se compara um ano normal (2014) como o ano de forte El Niño (2015).

As trocas turbulentas próximas à superfície são alteradas com as ocorrências das LIs, e isso pode trazer consequências na agricultura, na climatologia local, regional e até global (visto que a Amazônia interfere no clima em diversas partes do globo), nos processos fotossintéticos das plantas, o que pode prejudicar a disponibilidade de alimentos, e no consumo de carbono que a floresta realiza como a atividade fotossintética.

6.1 Sugestões Para Pesquisas Futuras

Com os resultados mostrados, surge-se, em estudos posteriores, a inserção de outras componentes:

- I. Estimar os fluxos através da razão de Bowen, visto que esse em muitos estudos demonstraram ser mais eficientes no balanço de energia;
- II. Avaliar outros sistemas convectivos e sua relação com as variáveis aqui estudadas, para se comparar como esses podem influenciar nas trocas turbulentas;
- III. Simulação numérica dos fluxos e comparação com os dados observados.
- IV. Avaliar se a intensidade do fenômeno ENSO impacta na quantificação das LI's e nos fluxos observados.

REFERENCIAS

- AGUDELO, Jhoana *et al.* Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over Northern South America and the Caribbean. **Climate Dynamics**, v. 52, p. 2647-2665, 2019.
- ALCÂNTARA, C. R. Linha de instabilidade da Amazônia: estudo de caso e importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento. **Ciência e Natura**, v.33, n. 2, p. 192-226, 2011.
- ALCÂNTARA, Clênia *et al.* Verification of the role the low level jets in Amazon Squall line. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 1, p.36-44, 2011.
- ALLEN, Richard *et al.* Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**. v.25, n. 26, p.4011–4027, 2011.
- ALVES, M. A. S.; MACHADO, L. A. T. PRASAD, G. S. S. D. Estudo da variabilidade da cobertura de nuvens altas na Amazônia Central. **Acta Amazônica**. vol. 37, p. 71-80, 2007.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia oriental utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p. 423 - 434, 2012.
- ANDRADE, Nara *et al.* Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.3, p. 346-355, 2009.
- ANDRADE, N. **Fluxo de calor latente em uma floresta tropical da Amazônia: uma análise de séries temporais com wavelets e do produto MOD16**. 2013. 168f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Universidade Federal do Mato Grosso. 2013.
- ANDREAE, Meinrat, *et al.* The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosol. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 15, p. 10723–10776, 2015.
- ARBLASTER, J. M.; ALEXANDER, L. V. The impact of the El Niño-Southern Oscillation on maximum temperature extreme. *Geophysical Research Letters*, v. 39, 2012. Doi: <https://doi.org/10.1029/2012GL053409>.
- ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology**. Pune, Nobel Printers, 1993. 603p.
- ASNER, G. P.; TOWNSEND, A. R.; BRASWELL, B. H. Satellite observation of El Niño effects on Amazon forest phenology and productivity. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 7, p. 981-84, 2000.

BALDOCCHI, D. D.; HICKS, B. B.; MEYERS, T. P. Measuring biosphere–atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v. 69, n.5, 1331–1340. 1988.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.54, n.2-4, p.107-136, 1991.

BALDOCCHI, Dennis. Assessing the Eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide Exchange rates of ecosystems: past, presente and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479-492, 2003.

BETTS, Alan *et al.* Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. d20, p.8046, 2002.

BEZERRA, Valeria *et al.* Near-Surface Atmospheric Turbulence in the Presence of a Squall Line above a Forested and Deforested Region in the Central Amazon. **Atmosphere**, v. 12, p. 461, 2021.

CAMARINHA-NETO, Guilherme *et al.* The friagem event in the central Amazon and its influence on micrometeorological variables and atmospheric chemistry. **Atmospheric chemistry and physics** (online), v. 21, p. 339-356, 2021.

CAMPOS, Huitziméngari *et al.* Stomatal and non-stomatal limitations of bell pepper (*Capsicum annuum* L.) plants under water stress and re-watering: Delayed restoration of photosynthesis during recovery. **Environmental and Experimental Botany**, v.98, p. 56-64, 2014.

CHAPIN, Francis *et al.* **Principles of terrestrial ecosystem ecology**. New York, Springer, 2011. 529p.

COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 159f. Dissertação (Mestrado em meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian Squall Lines: A case study. **American Meteorological Society**, v. 123, p. 3163-6174, 1995.

CONSOLI, S.; O’CONNELL. N.; SNYDER, R. Measurements of light interception by orange orchard canopies: the case study of Lindsay (California). **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 132, p. 9–20, 2006.

DIAS-JUNIOR, Cléo *et al.* Convective storms and non-classical low-level jets during high ozone level episodes in the Amazon region: an ARM/GOAMAZON case study. **Atmospheric Environment**, v. 155, p. 199-209, 2017.

D'OLIVEIRA, Flávio *et al.* Simulation of the effects of biomass burning in a mesoscale convective system in the central amazon. **Atmospheric Research**, v. 278, p. 106345, 2022.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Revisão sobre saldo de radiação em plantas de cobertura contínua e descontínua e perspectivas para sistemas mistos (iLPP)**. Dezembro de 2014. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/120396/1/cnpasa-2014-doc6.pdf> Acessado em 28/11/2022.

FAN, Jiwen *et al.* Cloud-resolving model intercomparison of an MC3 Esquall line case: Part I – Convective updrafts. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 122, p.9351–9378, 2017.

FERNANDES, B. M. **Características dos sistemas convectivos de mesoescala que geraram granizo e atingiram o Rio Grande do Sul entre 2004 e 2008**. 2017. 71f. Dissertação (mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2017.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1251-1367, 2008.

FOLEY, Jonathan *et al.* El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochem Cycles**, v. 16 p.1132, 2002.

FREIRE, A. S. C. **Análise dos fluxos turbulentos de CO₂ e energia, associada a percepção dos serviços ecossistêmicos em um manguezal amazônico**. 2018. 141f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará, 2018.

GARSTANG, Michael *et al.* Amazon coastal Squall Line. Part I: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**. v. 122, p. 608-622, 1994.

GATTI, Luciana *et al.* Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, 506: 76- 80, 2014.

GATTI, Luciana *et al.* Amazonia as a carbon source linked to deforestation and climate change. **Nature**, v. 595, p. 388-393, 2021.

GERKEN, Tobias *et al.* Downward transport of ozone rich air and implications for atmospheric chemistry in the Amazon rainforest. **Atmospheric Environment**. p. 63-76. 2016.

GUIMARÃES, D. P; REIS, do R. Impactos do fenômeno Enos sobre a temperatura no Brasil. **Revista Espinhaço**, v. 1, p.34-40, 2012.

HOUZE JR, Robert. Mesoscale convective systems. **Reviews of geophysics**. 2004. <https://doi.org/10.1029/2004RG000150>.

INSTITUTO DE CONSERVAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DO AMAZONAS (IDESAM). **RDS UATUMÃ**. Disponível em: www.idesam.org/rds-do-uatuma/. Acesso em: 10 de abril de 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. Centro de Previsão e Estudos Climáticos. **O El Niño e você – o fenômeno climático**, 2016. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/elnino/pt>. Acessado em 15 de novembro de 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. Centro de Previsão e Estudos Climáticos. **Conceitos meteorológicos**. Disponível em: <http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/conceitos.meteorologico>. Acessado em: 18 de agosto de 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Condições atuais do enos: enfraquecimento do La Niña e início de condições de neutralidade**. Disponível em: enos.cptec.inpe.br. Acessado em 20 de dezembro de 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. Divisão de satélites e sistemas ambientais (DSA). **Banco de dados de imagem**. Disponível em: satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic. Acessado em 10/04/2022.

KAYANO, M. T.; MOURA, A. D. O El-Nino de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, p.201-214, 1986.

KOUSKY, Vernon. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 538, p. 389-405, 1997.

LAW, Bervely *et al.* Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, p.97-120, 2003.

LEWINSOHN, T. M.; PRADO, P. I. Quantas espécies há no Brasil?. **Conservação e biodiversidade**, v.3, p.1-7, 2005.

LIMA, I. P. de C.; ALCANTARA, C. R. Análise da Relação Entre a Formação das Linhas de Instabilidade Amazônicas e a Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v.10, n.6, p.1712-1720, 2017.

LIMBERGER, L.; SILVA, M. E. S. Precipitação na bacia amazônica e sua associação à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico: uma revisão. **Geosp** – Espaço e Tempo (Online), v. 20, n. 3, p. 657-675, 2016.

LIN, Y. L. **Mesoscale dynamics**. New York, EUA: Cambridge University Press, 2007. 627p.

LLOPART, Marta *et al.* Land use change over the Amazon Forest and its impact on the local climate. **Water**, v.10, 2018. doi:10.3390/w10020149.

LOPES, V. S. **Análise diagnóstica e modelagem numérica de mesoescala de uma linha de instabilidade amazônica**. 2017. 124f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

LOUREIRO, R. de S.: **Análise de uma linha de instabilidade costeira na região leste do estado do Pará**. 2005. 134f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, 2005.

MACEDO, A. dos S.; FISCH, G. Variabilidade Temporal da Radiação Solar Durante o Experimento GOAmazon 2014/15. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, p.353-365, 2018.

MACHADO, Eduardo. Respostas da fotossíntese de três espécies de citros a fatores ambientais. **Pesq. agropec. bras.** v.40, n.12, p.1161-1170, 2005.

MAHOVIĆ, N. S.; HORVAT, A.; CSIRMAZ, K. Numerical simulation of severe convective phenomena over Croatian and Hungarian territory. **Atmospheric Research**, v.83, p.121–131, 2007.

MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Trends in Ecology & Evolution**, v.15, p.332-337, 2000.

MARENGO, J. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**. v.78, p.79-96, 2004.

MARENGO, José *et al.* Meteorological context of the onset and end of the rainy season in central Amazonia during the goAmazon2014/5. **Atmos Chem Phys**, v.17, p.7671–7681, 2017.

MARENGO, José *et al.* Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Front Earth Science**, v.6, 2018, doi: 10.3389/feart.2018.00228.

MARISCAL, M.; ORGAZ, F.; VILLALOBOS, F. J. Radiation-use efficiency and dry matter partitioning of a young olive (*Olea europaea*) orchard. **Tree Physiology**, v. 20, p. 65–72, 2000.

MATEO, Jordi *et al.* A study of a heavy rainfall event and a tornado outbreak during the passage of a squall line over Catalonia. **Atmospheric Research**, v.93, p.131–146, 2009.

MEDEIROS, Raimundo. *et al.* Variabilidade da umidade relativa do ar e da temperatura máxima na bacia hidrográfica do rio Uruçuí preto. **Revista Educação Agrícola Superior**. v.28, n.2, p.136-141, 2013.

MELO, Adayana *et al.* Ozone transport and thermodynamics during the passage of squall line in Central Amazon. **Atmospheric Environment**, v. 206, p. 132-143, 2019.

MELO, J. A. A.; ALCÂNTARA, C. R.; MATTOS, E. V. Estudo de Caso de uma Linha de Instabilidade Amazônica Utilizando Radar Durante o Projeto CHUVA-Belém. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v.43, p. 320-333, 2020.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p.107-117, 1987.

MONCRIEFF, John *et al.* A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **J. Hydrol.**, v.189, p.589-611, 1997.

MOREIRA, G. L. **Estudo dos Efeitos de Parâmetros Meteorológicos nas Estruturas Elétricas de uma Linha de Instabilidade e de um Complexo Convectivo de Mesoescala na Região Sudeste do Brasil**. 2015. 135f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2015.

MOREIRA, Samya *et al.* A Influência dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* sobre a dinâmica climática da região Amazônica. **Multidisciplinary Reviews**, v.1. 2018. <https://10.29327/multi.2018014>.

NASCIMENTO, K. A. O.; HIGUCHI, N.; EMMERT, F. A exposição de trabalhadores florestais ao calor durante o fenômeno *El niño* godzilla na Amazônia. **BIOFIX Scientific Journal**, v. 3 n. 1 p. 84-90, 2018.

NEPSTAD, Daniel *et al.* Large-scale impoverishment of Amazonian forest by logging and fire. **Nature**, v.398, 505-508, 1999.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. **Climate Prediction Center. National Centers for Environmental Information. Climate at a Glance: Global Time Series**. 2022. Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml#current>. Acessado em: 17/07/2022.

NOBRE, Carlos *et al.* Characteristics of Amazonian climate: main features. *In*: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (ed.). **Amazonia and global change**. [S.l]: John Wiley & Sons, 2009. p.149–162. (Geophys Mon Ser, v.186).

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Clim.**, v.9, p.2464– 2479. 1996.

OLIVEIRA, Maria *et al.* Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p.378-386, 2006.

OLIVEIRA, M. B L. de. **Estudo das trocas de energia sobre a floresta amazônica**. 2010. 144f. Tese (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. Amazonas. 2010

- OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Antecedent atmospheric conditions related to squall-line initiation over the northern coast of Brazil in July. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 5, p. 1254–1264, 2015.
- OLIVEIRA, G. B.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Caracterização de perfis de vento no ambiente de formação das linhas de instabilidade amazônicas. **Ciência e Natura**, v.38 n.1, p. 393 – 403, 2016.
- PAIVA, S. C. de.; CAVALCANTI, E. P. Fluxos de Calor Latente e Sensível à Superfície em Caatinga: Estudo Observacional e de Simulação com o BRAMS no Início do Período de Secas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 04, 677-691, 2011.
- PASSOS, Robson *et al.* Caracterização de um Sistema Convectivo de Mesoescala por meio de Sistema de Informações Geográficas. **Terrae Didat.**, v. 15, p. 1-10, 2019.
- Projeto ATTO, Universidade do Estado do Amazonas (UEA), Instituto Max Plak, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. **Breve história**. Disponível em: <https://www.attoproject.org/pt/por-atto/breve-historia/>. Acessado em 05 de outubro de 2022.
- PEREIRA, Osvaldo *et al.* Determinação do fluxo de CO₂ no norte do pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.3, 341 - 351, 2013.
- PHILLIPS, Oliver *et al.* Drought sensitivity of the Amazon rainforest. **Science**, v.323, p.1344-1347, 2009.
- PINHEIRO, Enzo *et al.* Relação entre duração dos eventos de El Niño com as condições do Atlântico Tropical e a precipitação no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 497-508, 2018.
- REBOITA, Michelle *et al.* Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.
- REICHSTEIN, Markus *et al.* On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global change biology**, v.11, p.1424-1439, 2005.
- RENATO, N. dos S. **Fotossíntese em cenários de mudanças climáticas: adaptação de modelo para a produtividade potencial da cana-de-açúcar**. 2009. 71f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa. Minas Gerais, 2009.
- ROCHA, Humberto *et al.* Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**. v. 14, p. S22- S32, 2004.
- ROCHA, Humberto *et al.* Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal Geophysical Research**, v. 114, p. 1-8, 2009.

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; FONSECA, P. A. M. Reciclagem de precipitação na Amazônia: um estudo de revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, n.1, p.59-70, 2015.

ROCHA, Vinicius *et al.* Precipitation Recycling in the Amazon Basin: A Study Using the ECMWF Era-Interim Reanalysis Dataset. **Revista do Departamento de Geografia**, v.35, p.71-82, 2018.

RONCHAIL, Josyane *et.al.* Interannual rainfall variability in the Amazon basin and seasurface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **Int. J. Climatol.**, v.22, p.1663–1686, 2002.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, A. S. North American precipitation and temperature patterns associated with the el nino southern oscillation (ENSO). **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 2352-2362, 1986.

SAKAMOTO, M. S. **Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX**. 2009. 281f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SANTOS, Sérgio *et al.* Regime térmico e hídrico do solo para área de floresta tropical em anos de El niño e la niña, caxiuanã-PA: estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, 367 - 374, 2011.

SANTOS, V. A. H. F. **Ecofisiologia de espécies arbóreas no dossel e sub-bosque de uma floresta ombrófila densa na Amazônia central em ano de El Niño**. 2016. 99f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2016.

SANTOS, Sérgio *et al.* Frequências dos eventos extremos de seca e chuva na Amazônia utilizando diferentes bancos de dados de precipitação. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.10, n.2, p.468-478, 2017.

SATYANARAYANA, Achanta *et al.* Evaluation of atmospheric turbulence, energy exchanges and structure of convective cores during the occurrence of mesoscale convective systems using MST radar facility at Gadanki. **Atmospheric Research**. v.143, p.198–215, 2014

SCALA, John *et al.* Cloud draft structure and trace gas transport. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 95, n.10, p. 17015-17030, 1990.

SILVA, L. P. **Monitoramento ambiental e análise dos fluxos de energia em florestas de terra firme e várzea baixa da Amazônia central**. 2013. 151f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) - Universidade do Estado do Amazonas. Amazonas. 2013.

SILVA, Madson *et al.* Influência da Temperatura da Superfície do Mar na Ocorrência de Linhas de Instabilidade na Costa Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, 261-268, 2017.

- SOUZA, J. L.; NICÁCIO, R. M.; MOURA, M. A. L. Global solar radiation measurements in Maceio, Brazil. **Renewable Energy**, v. 30, p. 1203 - 1220, 2005.
- SOUZA, Adriano *et al.* Variabilidade espaço-temporal da precipitação na Amazônia durante eventos enos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.8, n.1, p.15-29, 2015.
- SOUZA, Everaldo *et al.* Padrões climatológicos e tendências da precipitação nos regimes chuvoso e seco da Amazônia oriental. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v21i0.41232>
- SWANN, Abigail *et al.* Future deforestation in the Amazon and consequences for South American climate. **Agric For Meteorol**, v.214, p.12–24, 2015.
- STAHL, C. Influence of seasonal variations in soil water availability on gas exchange of tropical canopy trees. **Biotropica**, v.45, p.155-164, 2013.
- STECHMAN, Dan *et al.* Interaction of an Upper-Tropospheric Jet with a Squall Line Originating along a Cold Frontal Boundary. **American Meteorological Society**, v. 144, p.4197-4219, 2017. DOI: 10.1175/MWR-D-16-0044.1.
- TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. El Niño and climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n 23, 1997.
- UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da região Norte do Nordeste Brasileiro**. 1989. 99f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, 1989.
- VON RANDOW, Celso *et al.* Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theor. Appl. Climatol.** v.78, p.5–26, 2004.
- WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, p.85-100, 1980.
- WILCZAK, J. M.; ONCLEY, S. P.; STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**. v.99, p.127–150, 2001.
- YIN, Lei *et al.* Cloud-resolving simulation and mechanistic analysis of a squall line in East China. **Atmospheric Research**, v. 206, p.13-29, 2018.
- ZEMP, Delphine *et al.* On the importance of cascading moisture recycling in south america. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 23, p. 13337–13359, 2014.