



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

**ADAYANA MARIA QUEIROZ DE MELO**

**SIMULAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE CONTINENTAIS E A  
FORMAÇÃO DE CORRENTES DE DENSIDADE SUPERFICIAIS RICAS EM  
OZÔNIO**

**BELÉM-PA  
2018**

**ADAYANA MARIA QUEIROZ DE MELO**

**SIMULAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE CONTINENTAIS E A  
FORMAÇÃO DE CORRENTES DE DENSIDADE SUPERFICIAIS RICAS EM  
OZÔNIO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará em parceria com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Orientadora: Profa. Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen  
Coorientador: Prof. Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior

BELÉM-PA  
2018

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Melo, Adayana Maria Queiroz de, 1992-

Simulações de linhas de instabilidade continentais e a formação de correntes de densidade superficiais ricas em ozônio / Adayana Maria Queiroz de Melo. – 2018

66 f. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientadora: Júlia Clarinda Paiva Cohen  
Coorientador: Cléo Quaresma Dias Júnior

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2018.

1. Fluxo de jato - Amazônia. 2. Linhas de tormenta - Amazônia.  
3. Correntes de densidade. 4. Ozônio. 5. Florestas – Amazônia.  
I. Título.

CDD 22. ed.: 551.518309811

---

Elaborado por  
Hélio Braga Martins  
CRB-2/698

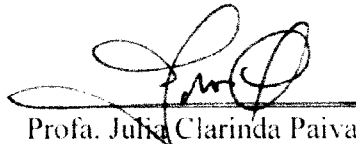
**ADAYANA MARIA QUEIROZ DE MELO**

**SIMULAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE CONTINENTAL:  
FORMAÇÃO DE CORRENTES DE DENSIDADE SUPERFICIAIS RIC  
OZÔNIO.**

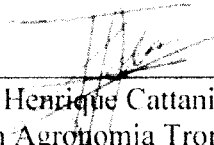
Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em parceria com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária da Amazônia Oriental, como requisito para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Data de aprovação: 26/ 02 / 2018

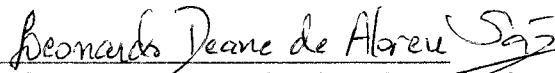
Banca Examinadora:



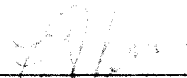
Prof. Julia Clarinda Paiva Cohen – Orientadora  
Doutora em Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal do Pará – UFPA



Prof. José Henrique Cattanio – Membro  
Doutor em Agronomia Tropical  
Universidade Federal do Pará – UFPA



Prof. Leonardo Deane de Abreu Sá – Membro  
Doutor em Física da Atmosfera  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE



Prof. Everaldo Barreiro de Souza – Membro  
Doutor em Meteorologia  
Universidade federal do Pará – UFPA

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado forças e determinação ao longo do desenvolvimento deste trabalho, e a Nossa Senhora de Nazaré, por sempre me ajudar a sustentar a minha fé nos momentos difíceis da vida.

Aos meus pais e minha irmã, por todo amor, apoio e companheirismo, e por sempre acreditarem nos meus sonhos.

À família Freire, pelas inúmeras vezes que me acolheram e me ajudaram em momentos difíceis, além de todo o amor recebido.

A todos os meus amigos, de infância, da Vila dos Cabanos, da graduação, do curso de mestrado, e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pela amizade, companheirismo, apoio nas horas difíceis e pelos encontros que sempre alegam meus dias e me deixam mais feliz.

A Dr. Julia Cohen, pela dedicada orientação, por todo o ensinamento prestado, pela paciência e por ter acreditado no meu potencial para desenvolver esta pesquisa, mesmo eu não sendo meteorologista.

Ao Dr. Cléo Quaresma, pela dedicada co-orientação, por tudo que me ensinou, pela paciência e discussões construtivas a respeito deste trabalho.

Ao Dr. Paulo Kuhn e ao Laboratório de Modelagem da Amazônia (LAMAZ), pelo auxílio técnico prestado e ajuda com as simulações do modelo JULES-CCATT-BRAMS.

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

Aos colegas meteorologistas Juarez Ventura de Oliveira, Guilherme Francisco Camarinha Neto e Daniele Santos Nogueira Dias pelos ensinamentos transmitidos e ajuda nos trabalhos acadêmicos.

Ao *Climate Research Facility* do *Department of Energy* (DOE) dos Estados Unidos pelos dados concedidos do Projeto *GoAmazon* (2014/2015).

Ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) pelos dados de reanálises cedidos.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) por disponibilizarem o modelo de mesoescala JULES-CCATT-BRAMS, além dos dados de química referentes ao período estudado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de Mestrado concedida.

## RESUMO

O objetivo principal deste trabalho é compreender melhor o aumento de ozônio ( $O_3$ ) na superfície por influência de correntes de densidade formadas pelo ar frio dos downdrafts provenientes de sistemas convectivos de mesoescala, utilizando dados medidos na Amazônia Central, no sítio experimental de Manacapuru, do projeto *GoAmazon (Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon)*, reanálises do ECMWF Era-Interim (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) e simulações numéricas da atmosfera com o modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) versão 5.3. Para investigar os aumentos superficiais de  $O_3$  utilizaram-se, primeiramente, os dados medidos em Manacapuru e de reanálises do ECMWF Era-Interim. Através destes dados observou-se, entre os dias 10 e 14 de Abril de 2014, uma “pluma” rica em  $O_3$  localizada na média troposfera juntamente com o aumento das concentrações deste gás na superfície. Foram analisadas as imagens de satélite no canal infravermelho referentes a este período, e as imagens do dia 14/04 mostraram a passagem de duas linhas de instabilidade (LIs) por Manacapuru, a primeira passou de madrugada e a segunda pela tarde. Observou-se que estas LIs não se formaram na costa Norte/Nordeste da América do Sul por ação da brisa marítima, como comumente ocorre. Recorreu-se então à análise de cartas sinóticas da superfície para entender a formação desses sistemas convectivos, e estas sugeriram que as LIs se desenvolveram dentro do continente, por influência de um Sistema Frontal que atingiu o sudeste da América do Sul neste período. Dessa forma, estas LIs receberam o nome de Linhas de Instabilidade Continentais (LICONs). Examinaram-se então os dados experimentais medidos próximo à superfície no dia 14/04, e constatou-se que durante a passagem das LICONs ocorreram fortes downdrafts em Manacapuru, uma vez que foram observadas altas taxas de precipitação e aumentos na velocidade do vento horizontal, além de aumentos na pressão atmosférica, na densidade do ar e nos níveis superficiais de  $O_3$ . Adicionalmente, observaram-se também quedas bruscas nos valores de temperatura potencial equivalente e na razão de mistura. Recorreu-se às simulações numéricas utilizando o modelo JULES-CCATT-BRAMS para entender a estrutura tridimensional da química e termodinâmica da atmosfera durante a passagem destas LICONs. As simulações conseguiram capturar as principais características químicas e termodinâmicas da atmosfera durante a presença da primeira LICON observada na madrugada do dia 14/04. Os resultados da simulação mostraram que os downdrafts oriundos da LICON trazem um ar mais frio, seco e denso para próximo da superfície. Esta coluna de ar dos downdrafts passou pela “pluma” de  $O_3$  na média troposfera, formou correntes de densidade ricas deste gás e jatos

de baixos níveis foram induzidos próximo à superfície e espalharam o  $O_3$ . Por fim, essa coluna de ar mais limpa diminuiu os níveis de monóxido de carbono (CO) superficiais, e os maiores níveis de  $O_3$  foram responsáveis pelo aumento do dióxido de nitrogênio ( $NO_2$ ) na superfície.

Palavras-chave: Linhas de Instabilidade Continentais. Ozônio. Correntes de densidade. Jatos de baixos níveis. Floresta Amazônica. JULES-CCATT-BRAMS.

## ABSTRACT

The main objective of this work is to better understand the increase of ozone ( $O_3$ ) in the surface by influence of density currents formed by the cold air of the downdrafts coming from mesoscale convective systems, using data measured in Central Amazonia, at the Manacapuru experimental site of the GoAmazon project (Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon), reanalysis of the ECMWF Era-Interim (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) and numerical simulations of the atmosphere with the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) model, version 5.3. To investigate surface  $O_3$  increases, the data measured in Manacapuru and ECMWF Era-Interim reanalysis were used first. Through these data, between April 10 and 14, 2014, an  $O_3$  "plume" located in the middle troposphere was observed, together with the increase in the concentrations of this gas at the surface. The images of the satellite in the infrared channel referring to this period were analyzed, and the images of the day 04/14 showed the passage of two lines of instability (LIs) by Manacapuru, the first passed at dawn and the second in the afternoon. It was observed that these LIs did not form on the North / Northeast coast of South America by the action of the sea breeze, as it commonly occurs. We then used the analysis of surface synoptic charts to understand the formation of these convective systems, and these have suggested that LIs developed within the continent, influenced by a Frontal System that reached south-eastern South America during this period. Thus, these LIs were called the Continental Instability Lines (LICONs). The experimental data measured near the surface were then examined on 04/14, and it was found that during the passage of the LICONs there were strong downdrafts in Manacapuru, since high precipitation rates and increases in the horizontal wind velocity were observed, as well as increases in atmospheric pressure, air density and surface  $O_3$  levels. Additionally, there were also sharp declines in the potential equivalent temperature values and the mixing ratio. Numerical simulations using the JULES-CCATT-BRAMS model were used to understand the three-dimensional structure of the chemistry and thermodynamics of the atmosphere during the passage of these LICONs. The simulations were able to capture the main chemical and thermodynamic characteristics of the atmosphere during the presence of the first LICON observed at dawn on 04/14. The simulation results showed that downdrafts from LICON bring cooler, drier, dense air to the surface. This downdrafts air column passed by the  $O_3$  "plume" in the middle troposphere, formed rich gas density currents and low level jets were induced near the surface and spread



the O<sub>3</sub>. Finally, this cleaner air column reduced surface carbon monoxide (CO) levels, and higher O<sub>3</sub> levels were responsible for the increase in surface nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>).

Keywords: Continental Instability Lines. Ozone. Density currents. Low level jets. Amazon rainforest. JULES-CCATT-BRAMS.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - Linhas de Instabilidade se estendendo do nordeste do Pará ao oeste do Amapá, Norte do Brasil, dia 23 de Junho de 2011 às 20:30 UTC.....18
- Figura 1.2 - Parâmetros de um Jato de Baixo Nível;  $z_j$  é a altura,  $U_j$  é a velocidade do vento.....21
- Figura 2.1 - Localização do sítio experimental de Manacapuru (T3) do *GoAmazon* nos arredores de Manaus-AM, Brasil (painel superior). E localização do sítio com as principais rodovias, e uma foto que mostra as características da superfície onde os instrumentos foram instalados para o estudo (painel inferior).....28
- Figura 2.2 - Domínio da grade da simulação, contendo a topografia (m, sombreado) e a distribuição dos grandes rios da Amazônia. O círculo em vermelho e preto localiza o sítio de Manacapuru ( $3,21^\circ\text{S} - 60,60^\circ\text{W}$ ).....32
- Figura 2.3 - Seção transversal da concentração de ozônio, em ppbv (sombreado) e velocidade vertical, em Pa/s (linha preta) no sítio de Manacapuru ( $3.21^\circ\text{S} - 60.60^\circ\text{W}$ ) para o período chuvoso de 06/04/14 à 15/04/14, através da reanálises do ECMWF Era-Interim.....33
- Figura 2.4 - (a) Taxa de Precipitação (mm/h), (b) concentração de ozônio ( $\text{O}_3$ ) (ppbv, linha laranja) e temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) (K, linha azul), medidos entre os dias 06/04 a 15/04, em Manacapuru no nível de 3,5 m. Os retângulos pretos indicam as situações de aumento de  $\text{O}_3$  e diminuição de  $\theta_e$ . As linhas tracejadas cinzas marcam o período entre 10/04 a 14/04, onde os níveis de  $\text{O}_3$  estiveram elevados na média troposfera (Figura 2.3).....34
- Figura 2.5 - Imagens do satélite GOES-13 no canal Infravermelho, mostrando o desenvolvimento de duas Linhas de Instabilidade Continentais que passaram sobre o sítio de Manacapuru em 14 de Abril de 2014. As setas vermelhas mostram a LICON I e as setas amarelas a LICON II.....35
- Figura 2.6 - Carta sinótica de superfície para às 00:00 UTC do dia 14 de Abril de 2014.....37

- Figura 2.7 - Comportamento do (a) ozônio (ppbv), (b) temperatura potencial equivalente (K), (c) taxa de precipitação (mm/h), (d) pressão atmosférica (hPa), (e) razão de mistura (g/kg), (f) densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ) e (g) velocidade do vento horizontal (m/s), medidos em Manacapuru no nível de 3,5 m, ao longo do dia 14/04/2014.....38
- Figura 2.8 - (a-c) Vento horizontal (m/s, vetor) e taxa de precipitação convectiva (mm/h, sombreado) no nível de 43,9 m, quando a LICON I estava se aproximando da região de Manacapuru e (d-f) respectivas imagens do satélite GOES-13 no canal Infravermelho. (a-c) O círculo em vermelho e preto localiza o sítio de Manacapuru ( $3.21^\circ\text{S} - 60.60^\circ\text{W}$ ) e estrela na cor preta indica ponto de maior taxa de precipitação convectiva ( $0.7^\circ\text{S} - 59.1^\circ\text{W}$ ). O retângulo vermelho nas imagens de satélite representa o domínio da grade usada na simulação.....42
- Figura 2.9 - Seção transversal da concentração de ozônio (ppbv, sombreado) e velocidade vertical (Pa/s, linha preta) no ponto mais ativo da convecção ( $0,7^\circ\text{S}-59,1^\circ\text{W}$ ) para o período chuvoso de 06/04/14 à 15/04/14, através da reanálises do ECMWF Era-Interim.....43
- Figura 2.10 - Comportamento da taxa de precipitação convectiva (mm/h) durante o dia 14/04/2014, no ponto  $0,7^\circ\text{S}-59,1^\circ\text{W}$  e no nível de 43,9 m.....44
- Figura 2.11 - Distribuição horizontal da (a) concentração de ozônio (ppbv, sombreado), da (b) temperatura potencial equivalente (K, sombreado) junto com (a-b) velocidade do vento horizontal (m/s, vetor) no nível de 43,9 m, às 08:00 UTC do dia 14/04. A estrela na cor preta representa o ponto  $0,7^\circ\text{S}-59, 1^\circ\text{W}$ , e os círculos coloridos são: vermelho o ponto  $0,7^\circ\text{S}-59,4^\circ\text{W}$ , verde o ponto  $0,7^\circ\text{S}-59,7^\circ\text{W}$  e azul é o ponto  $0,7^\circ\text{S}-60,0^\circ\text{W}$ .....45
- Figura 2.12 - Seção transversal na latitude  $0,7^\circ\text{S}$ , às 08:00 UTC do dia 14/04 para (a-b) razão de mistura do condensado da nuvem (g/kg, sombreado), (a) linhas de corrente (u,  $w*10$ ) e (b) temperatura potencial equivalente (K, linha preta) através da LICON I.....47

- Figura 2.13 - Distribuição horizontal da Cape (J/kg) e vento horizontal (m/s) no nível de 43,9 metros, nos horários de (a) 00 UTC e (b) 08:00 UTC do dia 14/04.....48
- Figura 2.14 - Distribuição horizontal da densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ) e vento horizontal (m/s) no nível de 43,9 metros, nos horários de (a) 00:00 UTC e (b) 08:00 UTC do dia 14/04.....49
- Figura 2.15 - Seção transversal da componente vertical do vento (m/s, sombreado) ao longo do dia 14/04, no o ponto  $0,7^\circ\text{S}-59, 1^\circ\text{W}$ . As setas vermelhas indicam *updrafts* e *downdrafts* por volta das 08:00 UTC.....50
- Figura 2.16 - Perfil vertical da magnitude do vento horizontal (m/s) durante o dia 14/04, na (a) Latitude  $0,7^\circ\text{S}$  e Longitude  $59,1^\circ\text{W}$  às 00:00 UTC (linha contínua) e 08 UTC (linha tracejada), e (b) às 08:00 UTC nas Longitudes  $59,1^\circ\text{W}$  (linha preta),  $59,4^\circ\text{W}$  (linha vermelha),  $59,7^\circ$  (linha verde) e  $60^\circ\text{W}$  (linha azul), tendo estes pontos sido indicados na Figura 2.11b.....51
- Figura 2.17 - Seção transversal da concentração dos gases (a)  $\text{O}_3$  (ppbv), (b) CO (ppbv) e (c)  $\text{NO}_2$  (ppbv) (sombreado) e velocidade vertical (m/s) (linha preta) ao longo do dia 14/04 no ponto mais ativo da tempestade ( $0,7^\circ\text{S}-59,1^\circ\text{W}$ ). E perfis verticais de (d)  $\text{O}_3$ , (e) CO e (f)  $\text{NO}_2$  às 00:00 UTC (linha contínua) e 08:00 UTC (linha tracejada).....52

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

|                 |  |
|-----------------|--|
| <b>BRAMS</b>    | <i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>          |
| <b>CARMA</b>    | <i>Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres</i>   |
| <b>CAPE</b>     | <i>Convection Available Potential Energy</i>                   |
| <b>CCATT</b>    | <i>Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport</i>              |
| <b>CLP</b>      | Camada Limite Planetária                                       |
| <b>CPTEC</b>    | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos               |
| <b>ECMWF</b>    | <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>      |
| <b>GOAMAZON</b> | <i>Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon</i>     |
| <b>INPE</b>     | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais                      |
| <b>JBN</b>      | Jato de Baixos Níveis  |
| <b>JULES</b>    | <i>Joint UK Land Environment Simulator</i>                     |
| <b>LBA</b>      | <i>Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia</i> |
| <b>LI</b>       | Linha de Instabilidade   |
| <b>LIC</b>      | Linha de Instabilidade Costeira                                |
| <b>LIP1</b>     | Linha de Instabilidade Tipo 1                                  |
| <b>LIP2</b>     | Linha de Instabilidade Tipo 2                                  |
| <b>LICON</b>    | Linha de Instabilidade Continental                             |
| <b>RAMS</b>     | <i>Regional Atmospheric Modeling System</i>                    |
| <b>SCM</b>      | Sistema Convectivo de Mesoescala                               |
| <b>SF</b>       | Sistemas Frontais  |
| <b>UN FAO</b>   | <i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i> |

## LISTA DE SÍMBOLOS

|                              |  |
|------------------------------|--|
| <b>CO</b>                    | Monóxido de Carbono [ppbv]                           |
| <b>CO<sub>2</sub></b>        | Dióxido de Carbono [ppbv]                            |
| <b>O<sub>2</sub></b>         | Oxigênio [ppbv]                                      |
| <b>O<sub>3</sub></b>         | Ozônio [ppbv]  |
| <b>NO</b>                    | Óxido Nítrico [ppbv]                                 |
| <b>NO<sub>2</sub></b>        | Dióxido de Nitrogênio                                |
| <b>u</b>                     | Componente Longitudinal de Velocidade do Vento [m/s] |
| <b>w</b>                     | Componente Vertical de Velocidade do Vento [m/s]     |
| <b><math>\theta_e</math></b> | Temperatura Potencial Equivalente [k]                |

## SUMÁRIO

|  |    |
|--|----|
| <b>1 INTRODUÇÃO GERAL</b> .....  | 15 |
| <b>1.1 Interação entre sistemas frontais e a atividade convectiva na Amazônia</b> .....                                      | 16 |
| <b>1.2 Linhas de instabilidade</b> .....   | 17 |
| <b>1.3 Ozônio (O<sub>3</sub>) na Amazônia</b> .....  | 19 |
| <b>1.4 Corrente de densidade</b> .....   | 20 |
| <b>1.5 Jatos de baixos níveis</b> .....  | 21 |
| <b>1.6 OBJETIVOS</b> .....   | 22 |
| 1.6.1 Objetivo geral.....  | 22 |
| 1.6.2 Objetivos específicos.....   | 22 |
| <b>1.7 Estrutura da dissertação</b> .....  | 23 |
| <b>2 SIMULAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE CONTINENTAIS E A<br/>FORMAÇÃO DE CORRENTES DE DENSIDADE RICAS EM OZÔNIO</b> ..... | 24 |
| <b>2.1 Introdução</b> .....  | 26 |
| <b>2.2 Dados e metodologia</b> .....   | 27 |
| 2.2.1 Sítio experimental.....  | 27 |
| 2.2.2 Dados.....   | 28 |
| 2.2.3 Modelagem numérica.....  | 30 |
| <b>2.3 Resultados e discussão</b> .....  | 32 |
| 2.3.1 Ozônio (O <sub>3</sub> ) na média troposfera.....  | 32 |
| 2.3.2 Descrição do estudo de caso de linhas de instabilidade continentais.....   | 35 |
| 2.3.3 Dados experimentais durante a passagem da linha de instabilidade<br>continental.....                                   | 37 |
| 2.3.4 Simulação da linha de instabilidade continental.....   | 41 |
| 2.3.5 Ozônio (O <sub>3</sub> ) na média troposfera: ponto mais ativo da convecção.....                                       | 43 |
| 2.3.6 Ambiente no ponto mais ativo da convecção através da simulação.....  | 44 |
| 2.3.7 Estrutura horizontal e vertical da atmosfera durante a passagem da linha de<br>instabilidade.....                      | 46 |
| <b>2.4 Conclusões</b> .....  | 54 |
| <b>3 DISCUSSÕES GERAIS</b> .....   | 55 |
| 3.1 Resultados chave.....  | 55 |
| 3.2 Prioridades para pesquisas futuras.....  | 56 |
| <b>REFERÊNCIAS</b> .....   | 57 |

## 1 INTRODUÇÃO GERAL

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) ocorrem em todas as regiões do Brasil. São aglomerados de tempestades que se auto-organizam em sistemas que se movimentam por diversas horas, provocando chuvas intensas, ventos fortes e, muitas vezes, queda de granizo (SILVA DIAS; SILVA, 2015).

Estudar a contribuição dos SCMs no ingresso e/ou dispersão de gases próximo à superfície terrestre ajuda na prevenção de situações adversas à saúde da população, disseminação de doenças ou agravamento de sintomas e alergias através do transporte de ar frio, pólen, vírus, bactérias, dispersão de poluentes (BANTA et al., 1998), à economia e ao sistema de transporte, no sentido da elaboração mais precisa de previsões de tempo locais e alerta para a possibilidade de ocorrência de fenômenos adversos à sociedade (NOGUEIRA, 2008).

Dentre os SCMs mais comuns na Amazônia estão as Linhas de Instabilidade (LIs). Estes sistemas desenvolvem-se frequentemente na costa Norte-Nordeste da América do Sul e podem se propagar para o interior do continente, causando precipitação. A formação dessas linhas foi associada à circulação de brisa marítima (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; CAVALCANTI; KOUSKY, 1982; GRECO et al., 1990; COHEN et al., 1995), contudo, estudos recentes observaram a formação de um tipo raro de LI. Ela se formou dentro do continente, no sudoeste da bacia Amazônica, devido à interação de Sistemas Frontais no sudeste da América do Sul (NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2010, 2017) com a atividade convectiva na Amazônia (SIQUEIRA; MACHADO, 2004).

Betts et al. (2002), usando dados do experimento *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA) em Rondônia, verificaram que durante a passagem de uma LI formada na costa atlântica da Amazônia, os níveis de concentração de Ozônio ( $O_3$ ) aumentaram rapidamente durante a noite, quando também foi observado a região de correntes verticais descendentes (*downdrafts*) associada a LI. Dessa forma, estes autores concluíram que a LI estudada foi responsável pela diminuição nos valores de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e aumento nos níveis superficiais de  $O_3$ .

Costantino e Heinrich (2014) fizeram experimentos na região oeste da África, utilizando dados observados e simulação numérica, e mostraram evidências de que a propagação das correntes de densidade está associada com o ar frio dos *downdrafts* de células convectivas tropicais. Segundo eles, o sinal da corrente de densidade em medições próximas a



superfície pode ser visto em mudanças repentinas no  $\theta_e$ , na densidade do ar, na pressão atmosférica, e na velocidade e direção do vento.

Dias-Junior et al. (2017), estudando dados observacionais da região central da Amazônia, sugeriram que o ar mais frio e rico em  $O_3$ , oriundo de *downdrafts*, formava uma corrente de densidade próximo à superfície se propagando na forma de um jato de baixo nível (JBN), o qual eles deram o nome de jatos “não-clássicos”.

O  $O_3$  é um gás de efeito estufa muito tóxico, e seu aumento na troposfera é frequentemente associado à poluição, entretanto, especula-se que seu aumento também possa ocorrer devido aos *downdrafts* de SCMs, como as LIs. Entender a dinâmica dos *downdrafts* na formação de correntes de densidade e, conseqüentemente, nos jatos de baixos níveis será de grande valia no entendimento de algumas das causas do aumento superficial de  $O_3$ , e como é transportado em baixos níveis, o que ajudará na prevenção de doenças crônicas na população e mortalidade da vegetação.

### **1.1 Interação entre sistemas frontais e a atividade convectiva na Amazônia**

Gray e Clapp (1978) notaram um aumento da atividade convectiva no norte da América do Sul associado aos efeitos de penetrações de sistemas de latitudes médias nas regiões tropicais. Kousky e Molion (1981) fizeram referência a outro fenômeno que estaria influenciando a precipitação na região Amazônia, relacionado com as penetrações de sistemas frontais de latitudes médias.

Segundo Trewartha (1961), Parmenter (1976), Hamilton e Tarifa (1978), e Fortune e Kousky (1983) o fenômeno de “friagens” (queda da temperatura anormal) na região oeste da Amazônica está associado às penetrações frontais de frentes frias nos períodos de inverno do Hemisfério Sul, adicionalmente, Kousky e Kagano (1981) sugeriram que as irregularidades no geopotencial da região Amazônica no período de inverno estariam relacionadas também com estas penetrações.

De Oliveira (1986) estabeleceu uma climatologia dos eventos de associação entre penetrações de sistemas frontais (SFs) na América do Sul e a atividade convectiva na Amazônia, no período de 1975 a 1984. Em seu trabalho surgiram evidências de que a presença da convecção tropical sobre o continente exerce um papel importante na ocorrência do evento de interação de SF com a convecção tropical. De Oliveira (1986) concluiu que a interação entre SFs com a convecção tropical é mais frequente nos meses de forte convecção sobre o continente com sistemas frontais localizados entre  $35^\circ S$  e  $20^\circ S$ , e com faixa de

nebulosidade convectiva associada sobre a região central da Amazônia. Sendo muito provável que estas interações constituam um dos principais mecanismos responsáveis pelo máximo climatológico de precipitação no sul da bacia Amazônica.

Siqueira e Machado (2004) avançaram os estudos sobre a interação de SFs e atividade convectiva na Amazônia, classificando em três tipos mais frequentes. No tipo 1 são frequentes as penetrações dos sistemas frontais de subtropicais ou latitudes médias, organizando a atividade convectiva nos trópicos e movendo-se para o norte com a convecção para latitudes tropicais mais baixas. O tipo 2 é caracterizado por uma organização de nuvens frias nos trópicos devido aos sistemas frontais dos subtropicais, associados a um aumento de convecção dos trópicos para os subtropicais ou latitudes médias. Enquanto que o tipo 3 são sistemas frontais nos subtropicais ou latitudes médias que não tem quase nenhuma interação com a convecção tropical.

## **1.2 Linhas de instabilidade**

Segundo Houze Junior (1993), LIs são sistemas convectivos, identificados por imagens de satélites, que possuem de 100 a vários quilômetros de extensão (Figura 1.1). Formadas por nuvens Cumulonimbus organizadas em forma de linha e possuindo um tempo de duração que pode variar de horas até um dia. Apresentam precipitação convectiva e estratiforme, associadas a correntes ascendentes de mesoescala.

Frequentemente, observa-se em imagens de satélite o desenvolvimento de LIs ao longo da costa Norte-Nordeste da América do Sul devido a circulação de brisa marítima (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; CAVALCANTI; KOUSKY, 1982; GRECO et al., 1990; COHEN et al., 1995), sendo que alguns casos de LIs se propagam para o interior do continente, chegando na região de Manaus durante a manhã do dia posterior da sua formação.

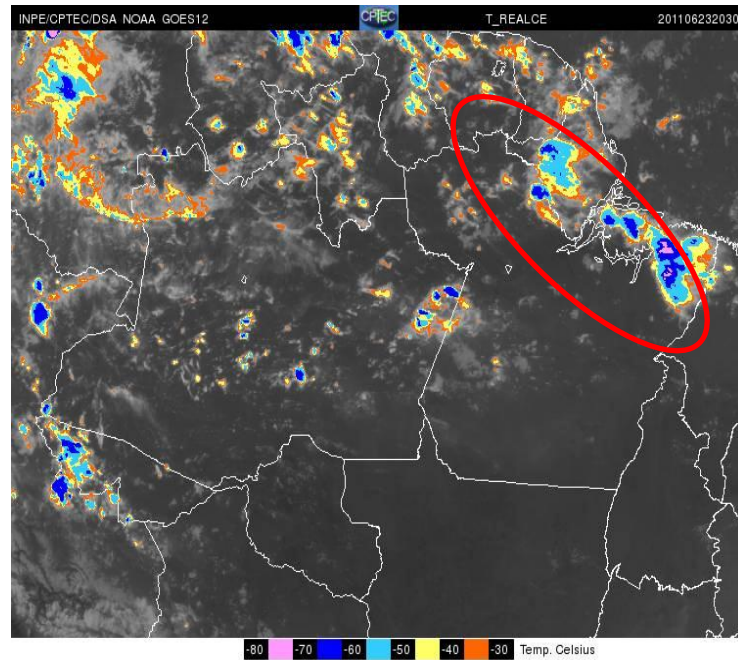


Figura 1.1- Linhas de Instabilidade se estendendo do nordeste do Pará ao oeste do Amapá, Norte do Brasil, dia 23 de Junho de 2011 às 20:30 UTC.

Fonte: CPTEC-INPE, Satélite GOES-12 (2011).

Cohen et al. (1995) analisaram e classificaram estas LIs em função do seu deslocamento horizontal para o interior da Amazônia em: (a) Linhas de Instabilidade Costeira (LICs), cuja propagação horizontal para o interior do continente alcança até 170 km; (b) Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) com deslocamento horizontal entre 170 km e 400 km; (c) Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2) que apresentam deslocamento horizontal superior a 400 km.

Garstang et al. (1994) estudaram a estrutura termodinâmica e a cinemática das LIs na Amazônia, em escala convectiva e em mesoescala. O sistema de LIs é composto por: em sua frente há nuvens Cumulus em desenvolvimento; a seguir forma-se uma borda dianteira de convecção (*leading edge convection*) em forma de Cumulonimbus, ou seja, a própria LI associada com precipitação intensa; e por fim, constitui-se uma ampla camada de nuvens estratiformes na região da bigorna. Portanto, a constituição da LI na Amazônia é semelhante àquela do modelo conceitual exposto por Gamache e Houze Junior (1982) e por Zipser (1977) para Linhas de Instabilidade tropicais.

Cohen et al. (1989) encontraram as principais características para as LIs que ocorreram no período de 1979 a 1986. Aquelas que se propagam continente adentro como LIP1 e LIP2, podem atingir o extremo oeste da Amazônia. Os sistemas LIs (LIC, LIP1 e LIP2) podem ser observados durante todo o ano, com maior frequência entre os meses de

Abril e Agosto. A velocidade média de propagação das LIP1 e LIP2 foi de 12 e 16 m/s, respectivamente, e o ciclo de vida médio para LIC, LIP1 e LIP2 foi de 9, 12 e 16 horas, respectivamente. A dimensão média desses sistemas foi de 1.400 km de comprimento por 170 km de largura.

Alcântara et al. (2011), usando dados de reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e imagens de satélite, estabeleceram uma climatologia de casos de LIs que se formam na costa norte do Brasil no período de 2000 a 2008. Os resultados mostraram que das 1.436 LIs Amazônicas identificadas neste estudo, 54% eram do tipo LIC, 26% do tipo LIP1 e 20% do tipo LIP2. Os meses com a maioria dos casos de LIs foram de Abril a Julho, e os anos de 2005 e 2006 tiveram 25% mais casos em comparação com os outros anos do estudo. Além disso, foram identificados Jatos de Baixos Níveis (JBNs) em 87% dos casos das LIs, dessa forma, estes autores afirmaram que um JBN mais profundo estaria associado com LIs que se propagaram por longas distâncias.

Negrón-Juárez et al. (2010, 2017) observaram no Sudoeste da Bacia Amazônica um tipo de LI que se formou dentro do continente, sem ação da circulação de brisa, cuja orientação seguiu àquela observada para o SF no sudeste do Brasil, tendo sido sugerido que sua gênese esteja associada ao SF. Este novo tipo de LI se propaga de sudoeste para nordeste da bacia amazônica, com velocidade da ordem de 20 m/s, e provoca rajadas de vento, conhecidas como *blowdown*, na região central da Amazônia. Estudos anteriores já abordaram a influência dos sistemas sinóticos, principalmente a penetração de SF, sobre atividades convectivas na América do Sul (SIQUEIRA; MACHADO, 2004).

### 1.3 Ozônio (O<sub>3</sub>) na Amazônia

O ozônio (O<sub>3</sub>) tem características importantes nos trópicos que são de interesse para o estudo da química da atmosfera global (LOGAN; KIRCHHOFF, 1986; CRUTZEN, 1987), dentre essas características destaca-se a proteção contra a ação nociva dos raios ultravioleta do Sol na chamada camada de ozônio. Desde os anos 80, o O<sub>3</sub> vem recebendo mais atenção por causa do efeito estufa (KIRCHHOFF et al., 1990), e com isso vieram às evidências de que suas concentrações médias aumentaram na troposfera (LOGAN, 1985; OLTMANS; KOMHYR, 1986). Este aumento está associado principalmente à queima de biomassa e poluição (PICKERING et al., 1996).

O aumento gradual de O<sub>3</sub> juntamente com monóxido de carbono (CO) e metano (CH<sub>4</sub>) é um fenômeno global (CRUTZEN; ANDREAE, 1990) que representa um problema de

grande impacto ambiental, devido às consequências dos altos índices de concentração de  $O_3$  na vegetação e na saúde humana (RUMMEL et al., 2007). Na região tropical, a origem do  $O_3$  na troposfera é dominada pela produção local, sendo a química do  $O_3$  suficientemente rápida ao longo do ano para que a produção local seja sempre mais importante do que o transporte de ozônio a partir de latitudes mais altas ou da estratosfera. (GREWE, 2006).

Na Camada Limite Planetária (CLP) Amazônica, as concentrações de  $O_3$  permanecem, na maior parte do tempo, abaixo de 40 ppbv durante o período chuvoso (GREGORY et al., 1988; BELA et al., 2015). Baixas concentrações de  $O_3$  é resultado da redução fotoquímica associada a maior cobertura de nuvem e precipitação que, nessa época do ano, limitam a irradiância actínica que chega próximo à superfície terrestre (GU et al., 2002; GERKEN et al., 2016). Uma situação diferente é observada no período seco, com valores mais altos de concentração de  $O_3$ , principalmente em locais com mais poluição (~ 40 ppbv em Rondônia) (ANDREAE et al., 2002).

Mudanças no perfil de  $O_3$  na atmosfera resultam da interação com as massas de ar da convecção (FOLKINS; MARTINS, 2005), da formação mais eficaz desse gás na troposfera superior, devido à presença de  $NO_x$  produzido pela radiação (ZHANG et al., 2003), e pelo processo de depuração da superfície (SIGLER et al., 2002).

#### **1.4 Corrente de densidade**

Quando as partículas de água e gelo atingem um determinado tamanho (saturação) dentro da nuvem, precipitam contribuindo para a formação de uma corrente descendente de ar frio, o *downdraft*. Quando a corrente descendente atinge a superfície terrestre, o ar espalha-se em todas as direções, criando uma corrente de densidade ou piscina fria, substituindo o ar quente e úmido da camada na base da nuvem (BETTS, 1976).

Segundo Tompkins et al. (2001) a CLP está estável no centro de dispersão da corrente de densidade, porém, novas convecções são desencadeadas em seus limites. Durante um experimento na Amazônia, Khairoutdinov e Randall (2006) mostraram a importância da corrente de densidade no desencadeamento de uma nova convecção. Eles realizaram simulações tridimensionais de alta resolução do ciclo de vida diurno de sistemas convectivos, e provaram que se a evaporação da chuva for suprimida, a convecção rasa não transita para a convecção profunda. Neste sentido os autores concluíram que a dinâmica da corrente de densidade desempenha um papel fundamental na formação da nuvem, enquanto que outros

fatores, como turbulência na camada limite, cisalhamento do vento e umidade, são de importância secundária.

Costantino e Heinrich (2014), utilizando dados observados e simulações para a região Oeste da África, mostraram evidências de que a propagação das correntes de densidade está associada com o ar frio dos *downrafts* de células convectivas tropicais.

### 1.5 Jatos de baixos níveis

Em muitas regiões do globo, fortes fluxos meridionais são observados na baixa atmosfera ao longo de cadeias montanhosas. Esses ventos têm velocidade máxima em torno de 2.000 m e são conhecidos como Jatos de Baixos Níveis (JBNs) (MARENGO et al., 2015). Na América do Sul, os JBNs transportam umidade da bacia Amazônica para a bacia do Paraná-Prata modificando o clima da região leste dos Andes. Além disso, os eventos de JBNs podem influenciar as condições do clima associadas a grandes nuvens convectivas na região de saída do jato, podendo gerar fortes tempestades e enchentes (MARENGO et al., 2015).

Segundo Mahrt et al. (1979) e Poulos et al. (2002) os JBNs são máximos relativos nos perfis verticais noturnos de velocidade do vento, em regiões com distância menor que 1 km da superfície. Andreas et al. (2000) definiram os parâmetros de um JBN (Figura 1.2) de forma similar à definição de Stull (1988): se o perfil de velocidade do vento mostrar um ponto máximo, também chamado de “nariz do jato”, de 2 m/s maior do que as velocidades acima e abaixo dele, recebe o nome de jato.

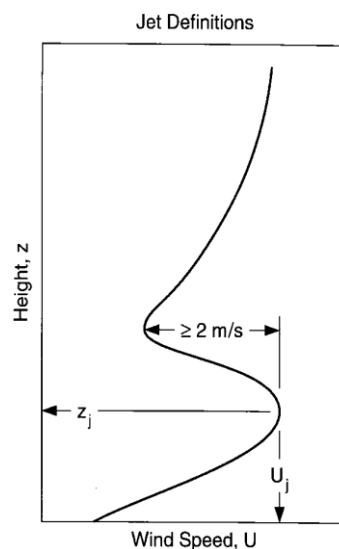


Figura 1.2- Parâmetros de um Jato de Baixo Nível;  $z_j$  é a altura,  $U_j$  é a velocidade do vento. Fonte: Andreas et al. (2000).

Oliveira (1990) analisou os dados da Reserva Ducke, na região de Manaus, e encontrou duas classes distintas de JBNs para a Floresta Amazônica: a primeira recebeu o nome de J1, com o máximo nos primeiros 200 a 400 m e com intensidade máxima do vento de 2 a 6 m/s; e a segunda de nome J2, com o máximo em 400 a 600 m, com intensidade de 10 a 15 m/s.

Os Jatos podem ser gerados devido ao resfriamento sobre terrenos com declividade (STULL, 1988; MOENG E SULLIVAN, 1994; MAHRT, 1999), acelerações advectivas (PAEGLE E RASCH, 1973), variações na escala sinótica do vento geostrófico (MAHRT, 1981), brisas marítima e fluvial (OLIVEIRA, 1990; COHEN et al., 2006), efeitos de canalização (COHEN et al., 2006) dentre outros. A formação do jato também pode ocorrer pela combinação de mais de um fator (GARRATT, 1985).

Garstang e Fitzjarrald (1999) afirmaram que a formação dos JBNs faz parte de um dos estágios de evolução da camada limite observada na floresta Amazônica: após uma forte inversão térmica noturna, as perdas radiativas resfriam a superfície da copa; a separação do ar acima da camada de mistura em relação à copa resulta na redução da rugosidade efetiva, o que provoca aceleração da camada acima com a remoção da fricção. Este desacoplamento friccional se reflete em um JBN noturno. Além disso, forças de cisalhamento resultam em mistura na inversão em baixos níveis, enfraquecendo e elevando a inversão ao longo da noite. A ocorrência deste fenômeno pode alterar as características e a evolução da CLP noturna, tais como os seus perfis de temperatura, temperatura potencial virtual, temperatura potencial equivalente, umidade específica e, ainda, de parâmetros calculados da turbulência, como o número de Richardson (MAHRT et al., 1979).

## **1.6 OBJETIVOS**

### **1.6.1 Objetivo geral**

Compreender melhor o aumento na concentração do O<sub>3</sub> próximo à superfície terrestre, como consequência de correntes de densidade formadas pelos *downdrafts* provenientes de sistemas convectivos de mesoescala.

### **1.6.2 Objetivos específicos**

- i- Identificar o aumento da concentração do gás ozônio na superfície utilizando dados observacionais do *GoAmazon* e de reanálises do ECMWF Era-Interim;



- ii- Identificar a ocorrência de um sistema convectivo de mesoescala (SCMs) na área de estudo que possa estar relacionado com o aumento de O<sub>3</sub> na superfície;
- iii- Realizar a simulação numérica com o modelo JULES-CCATT-BRAMS para entender a estrutura tridimensional da química e termodinâmica da atmosfera durante a passagem do SCM;
- iv- Estudar a influência dos *downdrafts* na formação de correntes de densidade e consequentemente, no aumento da concentração de O<sub>3</sub> superficial.

### **1.7 Estrutura da dissertação**

Esta dissertação está dividida em três capítulos. O Capítulo 1 apresenta uma breve introdução aos tópicos que serão apresentados e discutidos neste trabalho. O Capítulo 2 traz o artigo que é um estudo de caso de duas Linhas de Instabilidade Continentais (LICONs) que passaram sobre a região central da Amazônia, a sessão 1 deste artigo introduz este assunto e a sessão 2 descreve os dados e a metodologia utilizados. A sessão 3 inclui resultados da parte observacional e da simulação numérica feitas para os dois casos de LICONs observados no dia 14 de abril de 2014. Finalmente a sessão 4 apresenta uma discussão dos principais resultados com suas conclusões. O Capítulo 3 desta dissertação apresenta uma discussão geral do trabalho, com os resultados e conclusões fundamentais, além de sugestões para trabalhos futuros.



## 2 SIMULAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE CONTINENTAIS E A FORMAÇÃO DE CORRENTES DE DENSIDADE SUPERFICIAIS RICAS EM OZÔNIO

### Resumo

No período chuvoso, no sítio experimental de Manacapuru, na região central da Amazônia, Brasil, observou-se o aumento superficial de ozônio ( $O_3$ ) entre os dias 10 e 14 de Abril de 2014. Através dos dados de reanálises do ECMWF Era-Interim verificou-se uma “pluma” de  $O_3$  localizada na média troposfera neste período. As imagens de satélite mostraram no dia 14/04 a formação de duas linhas de instabilidade (LIs) que passaram por Manacapuru de madrugada e pela parte da tarde. O interessante é que estas LIs se desenvolveram dentro do continente, em consequência da interação entre um Sistema Frontal que atingiu o sul da América do Sul e a atividade convectiva na região Amazônica. Dessa forma, esses sistemas receberam o nome de Linhas de Instabilidade Continentais (LICONs). Os dados experimentais medidos próximo à superfície no sítio de Manacapuru permitiram constatar que durante a passagem das LICONs ocorreram fortes *downrafts*, uma vez que foram observados aumentos na velocidade do vento horizontal e forte precipitação, aumento na pressão atmosférica, na densidade do ar e nos níveis superficiais de  $O_3$ . Além disso, notaram-se também quedas bruscas nos valores de temperatura potencial equivalente e razão de mistura. Foram realizadas simulações numéricas utilizando o modelo JULES-CCATT-BRAMS, e foi possível capturar as principais características químicas e termodinâmicas da atmosfera durante a passagem da LICON observada na madrugada, mostrando que os *downrafts* oriundos desse sistema trouxeram um ar frio rico em  $O_3$  da média troposfera, formaram correntes de densidade próximo à superfície terrestre, e estas se propagaram na forma de jatos de baixos níveis. A coluna de ar mais limpa dos *downrafts* diminuiu os níveis de CO superficiais, e os maiores níveis de  $O_3$  foram responsáveis pelo aumento de  $NO_2$  na superfície.

**Palavras-chave:** Linhas de Instabilidade Continentais; Ozônio; Correntes de densidade; Jatos de baixos níveis; Floresta Amazônica; JULES-CCATT-BRAMS.

## Abstract

During the rainy season, at the Manacapuru experimental site in central Amazonia, Brazil, the surface increase of ozone ( $O_3$ ) was observed between April 10 and 14, 2014. Through the reanalysis data of the Era-Interim ECMWF there was an  $O_3$  "plume" located in the middle troposphere in this period. The satellite images showed on April 14 the formation of two lines of instability (LIs) that passed through Manacapuru at dawn and in the afternoon. The interesting thing is that these LIs developed within the continent, as a result of the interaction between a Frontal System that reached South South America and the convective activity in the Amazon region. In this way, these systems were called Continental Instability Lines (LICONs). The experimental data measured near the surface in the Manacapuru site showed that during the passage of the LICONs strong downdrafts occurred, since increases in horizontal wind speed and strong precipitation were observed, increase in atmospheric pressure, air density and  $O_3$  levels. In addition, abrupt drops in the equivalent potential temperature and mixing ratio values were also noted. Numerical simulations were performed using the JULES-CCATT-BRAMS model, and it was possible to capture the main chemical and thermodynamic characteristics of the atmosphere during the passage of the LICON observed at dawn, showing that the downdrafts from this system brought a cold  $O_3$  rich air of the mean troposphere, formed currents of density near the earth's surface, and these propagated in the form of low-level jets. The cleaner air column of the downdrafts decreased the CO surface levels, and the higher  $O_3$  levels were responsible for the increase in surface  $NO_2$ .

**Key-words:** Continental Instability Lines; Ozone; Density currents; Low level jets; Amazon rainforest; JULES-CCATT-BRAMS.

## 2.1 Introdução

Entre os principais sistemas atmosféricos produtores de precipitação na Bacia Amazônica estão as Linhas de Instabilidade (LIs) cuja origem tem sido associada à circulação de brisa marítima (KOUSKY, 1980). Estas LIs formam-se ao longo da costa atlântica da Amazônia e frequentemente se propagam para o interior do continente, exercendo assim importante papel na distribuição de precipitação na região amazônica (KOUSKY, 1980; GRECO *et al.*, 1990; GARSTANT *et al.*, 1990; COHEN *et al.*, 1995, COHEN *et al.*, 2014; OLIVEIRA E OYAMA, 2015). A LI tropical consiste em nuvens Cumulonimbus organizadas em formato linear que se formam ao longo da borda dianteira de uma ampla região de *downdraft* (HOUZE JR., 1977).

Além dessas LIs que se formam em associação à circulação de brisa, foi observado também outro tipo de LI que se forma sobre o continente, no sudoeste da bacia amazônica cuja orientação segue àquela observada para o Sistema Frontal (SF) no sudeste do Brasil, tendo sido sugerido que sua gênese esteja associada ao SF (NEGRÓN-JUÁREZ *et al.*, 2010, 2017). Este tipo de LI é muito rara e se propaga de sudoeste para nordeste da bacia amazônica, com velocidade da ordem de 20 m/s, e provocam rajadas de vento na região central da Amazônia, sendo atribuído o aumento da mortalidade de árvores naquela região (NEGRÓN-JUÁREZ *et al.*, 2010). Estudos anteriores já abordaram a influência dos sistemas sinóticos, principalmente a penetração de SF, sobre atividades convectivas na América do Sul (SIQUEIRA E MACHADO, 2004).

Betts *et al.* (2002) verificaram que durante a passagem de uma LI sobre a região oeste da Amazônia (estado de Rondônia), os níveis de Ozônio ( $O_3$ ) aumentaram rapidamente durante a noite, quando também foi observado a formação dos *downdrafts* associada a LI. Dessa forma, estes autores concluíram que a passagem desta LI nesta região foi responsável pela diminuição nos valores de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e aumento de  $O_3$  na superfície.

Na Camada Limite Planetária (CLP) Amazônica, as concentrações do  $O_3$  permanecem, em sua maioria, abaixo de 40 ppbv durante o período chuvoso (GREGORY; BROWELL; WARREN, 1988; BELA *et al.*, 2015). Baixas proporções de  $O_3$  é resultado da redução fotoquímica associada a maior cobertura de nuvem e precipitação que, nessa época do ano, limitam a irradiância actínica que chega próximo à superfície terrestre (GU *et al.*, 2002; GERKEN *et al.*, 2016). Uma situação diferente é observada no período seco, com valores

mais altos de concentração de  $O_3$ , principalmente em locais com mais poluição (~ 40 ppbv em Rondônia) (ANDREAE *et al.*, 2002).

Na região central da Amazônia, Dias-Junior *et al.* (2017) também observaram o aumento do  $O_3$  na superfície causado pelos *downdrafts* devido à passagem de sistemas convectivos estabelecidos nesta região, assim como foi observado queda nos gases Monóxido de Carbono (CO) e Óxido Nítrico (NO), e consequente aumento do Dióxido de Nitrogênio ( $NO_2$ ). Isso se justifica devido à reação do  $O_3$  com NO liberado pelo solo, gerando  $NO_2$  e oxigênio molecular ( $O_2$ ). O  $NO_2$  é um gás de efeito estufa duzentas vezes mais efetivo em reter calor do que o Dióxido de Carbono ( $CO_2$ ). É derivado da queima de carvão, queima de combustíveis fósseis e poluentes industriais, que combinado com o hidrogênio presente na atmosfera (vapor d'água) dá origem às chuvas ácidas.

Entender o aumento de  $O_3$  na superfície causado pelos *downdrafts* de LIs, e como ele é transportado em baixos níveis, ajudará na prevenção de situações adversas à saúde da população, da fauna e da flora. Dessa forma este estudo tem como objetivo analisar dois casos de LIs que se formaram no interior do continente, LI Continentais (LICONs), e causaram precipitação intensa, *downdrafts*, corrente de densidade, rajadas de vento e o aumento de  $O_3$  na superfície, durante a madrugada e parte da tarde, no sítio experimental de Manacapuru do Projeto *GoAmazon* (MARTIN *et al.*, 2016). Adicionalmente, este estudo busca entender a estrutura tridimensional da dinâmica, termodinâmica e da química da atmosfera no momento da passagem destas LICONs na Amazônia, utilizando como ferramenta simulações numéricas com o modelo regional JULES-CCATT- BRAMS versão 5.3 (MOREIRA *et al.*, 2013; FREITAS *et al.*, 2016).

## 2.2 Dados e metodologia

### 2.2.1 Sítio experimental

Os dados utilizados neste estudo são do sítio localizado próximo à cidade de Manacapuru (3.21°S e 60.60°W, 34 m acima do nível do mar), distante 70 km da cidade de Manaus, no estado do Amazonas. É uma fazenda Agropecuária com uma região de pasto (localizado na Figura 2.1 como T3) de área de 2,5 km por 2 km, distante 2 km ao norte da rodovia AM-070, que conecta Manaus a Manacapuru.

Esse estudo está inserido na área experimental do Projeto *GoAmazon (Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon)*, onde foram coletados dados de Janeiro de 2014 a 30 de Novembro de 2015, com o objetivo de examinar as interações complexas entre

vegetação, química da atmosfera e a produção de aerossóis, e as conexões entre os aerossóis, nuvens, precipitações, dentre outros, em coberturas do solo naturais e alterados pela atividade humana (MARTIN *et al.*, 2016).

Os dados foram coletados através de vários instrumentos e sensores instalados neste sítio, os quais foram disponibilizados pela *Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Climate Research Facility* do *Department of Energy (DOE)* dos Estados Unidos. Ressalta-se que nesta campanha do período chuvoso foram utilizados instrumentos de *ARM Mobile Facility One (AMF-1)* e *ARM Mobile Aerosol Observing System (MAOS)*. Mais detalhes em Mather e Voyles (2013).



Figura 2.1- Localização do sítio experimental de Manacapuru (T3) do *GoAmazon* nos arredores de Manaus-AM, Brasil (painel superior). E localização do sítio com as principais rodovias, e uma foto que mostra as características da superfície onde os instrumentos foram instalados para o estudo (painel inferior).

Fonte: Adaptado de Martin *et al.* (2016) e Dias-Junior *et al.* (2017).

## 2.2.2 Dados

Imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho foram utilizadas com o objetivo de analisar o desenvolvimento das LICONs e sua passagem pelo sítio de Manacapuru, buscando avaliar sua influência nas variáveis meteorológicas e no  $O_3$ .

Os perfis verticais de temperatura e umidade foram coletados através do radiômetro de microondas (*Microwave Radiometer Profiler-MWRP*) nas frequências entre 22-30 GHz e 51-59 GHz. A velocidade e direção do vento foi medida pelo instrumento *Doppler Lidar*, cujas medidas foram feitas a cada 1s e com uma resolução vertical de 30 m.

A taxa de precipitação foi obtida por um medidor óptico analógico (*Optical Rain Gauge-ORG*) a cada minuto. Este instrumento possui uma acurácia de mais ou menos 5% da intensidade observada em uma faixa de 0,1 a 500 mm/h.

As medições de gases traço, como o O<sub>3</sub>, foram realizadas com um analisador de gás que é absorvido pela luz ultravioleta (*Ultra violet light absorbed gas analyzer*) com acurácia de 2 ppbv ou 5%. Este instrumento realiza uma nova medida a cada 4s, e foi instalado a uma altura de 3,5 m acima do solo.

A temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ; Eq.1), é a temperatura potencial que uma parcela de ar teria se toda a sua umidade fosse condensada e o calor latente resultante usado para aquecer a parcela de ar (HOLTON, 2004), ou seja, é a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente do seu estado real de pressão e temperatura para uma pressão padrão (1000 mb). Essa temperatura é conservada em processos adiabáticos secos e saturados, e foi calculada seguindo a metodologia apresentada por Gerken *et al.* (2016):

$$\theta_e = \left( T + \frac{L_V}{C_{pd}} + r \right) \left( \frac{P_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{C_{pd}}} \quad (1)$$

Onde:  $T$  é a temperatura do ar,  $r$  é a razão de mistura do vapor d'água,  $p$  é pressão atmosférica,  $L_V$  é o calor latente de vaporização,  $C_{pd}$  a capacidade de calor do ar seco,  $R_d$  a constante de gás do ar seco e  $P_0$  é uma pressão de referência a 1000 hPa.

Enquanto que a densidade do ar ( $\rho_{ar}$ ; Eq.2) foi estimada segundo Betts *et al.* (2002) e Dias-Junior *et al.* (2017):

$$\rho_{ar} = \frac{P_d}{R_d T} + \frac{P_v}{R_v T} = \frac{P_d M_d + P_v M_v}{RT} \quad (2)$$

Onde:  $P_d$  é a pressão parcial do ar seco,  $R_d$  é a constante específica do gás para o ar seco,  $T$  é temperatura,  $P_v$  é a pressão do vapor d'água,  $R_v$  é a constante específica do gás para o vapor d'água,  $M_d$  massa molar do ar seco,  $M_v$  massa molar do vapor d'água e  $R$  constante do gás ideal.

### 2.2.3 Modelagem numérica

As simulações numéricas foram realizadas utilizando o modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) versão 5.3 (FREITAS *et al.*, 2016). O BRAMS representa uma versão brasileira do RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) (COTTON *et al.*, 2003) adaptado às condições tropicais, e vem sendo usado com sucesso em várias simulações na Amazônia (SILVA DIAS *et al.*, 2004; GANDU *et al.*, 2004; LU *et al.*, 2005; COHEN *et al.*, 2006; RAMOS DA SILVA *et al.*, 2008; MATOS E COHEN, 2014).

Esta versão do BRAMS contém o acoplamento dos modelos JULES (*Joint UK Land Environment Simulator*) (BEST *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011) e do CCATT (*Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport*) (FREITAS *et al.*, 2007), tornando o BRAMS um novo sistema numérico de modelagem da atmosfera-biosfera-química totalmente acoplado e denominado de JULES-CCATT-BRAMS (MOREIRA *et al.*, 2013).

Assim, com o objetivo de avaliar a estrutura horizontal e vertical associadas às LICONs formadas no interior da Amazônia, que causaram variações bruscas nas medições feitas no sítio de Manacapuru, foi realizado um experimento numérico cujo tempo de integração foi de 36 horas, com início às 12:00 UTC do dia 13 de Abril de 2014, e com saídas a cada 10 minutos.

A simulação foi realizada com uma grade cuja resolução horizontal foi de 8 km, com 135 pontos em x e y, e 35 pontos em z. Não foi usada grade aninhada, pois essa versão do JULES-CCATT-BRAMS não possui essa opção. A resolução vertical da grade foi variável com o espaçamento vertical inicial de 90 metros, aumentando por um fator de 1.1 até o nível de 1 km, e deste ponto em diante este espaçamento foi constante até o topo do modelo em aproximadamente 18 km. A escolha do domínio desta grade e sua resolução horizontal foi determinada em função da extensão da LICON e da capacidade de processamento computacional disponível para execução desta simulação numérica. O domínio coberto por esta grade, a distribuição dos principais rios e topografia pode ser observado na Figura 2.2. A vegetação dominante neste domínio é a de floresta com pequenas áreas de pastagem (não mostrado).

A inicialização do modelo foi heterogênea, utilizando as reanálises do ECMWF-Era Interim, que foram disponibilizados pelo CPTEC-INPE, a cada 6 horas e estão em uma resolução espacial de um quarto de grau. Foram definidas sete camadas de solo até a profundidade de 12,25 metros e a umidade do solo assumida foi heterogênea, como descrito



em Gevaerd e Freitas (2006). Os dados de textura do solo são originalmente obtidos *da Food and Agriculture Organization of the United Nations* (UN FAO) e para o território brasileiro foram adaptados pelo INPE (ROSSATO *et al.*, 2004; 2013).

Nesta simulação foram acionadas as parametrizações de cumulus profundo de Grell-Freitas (GRELL E FREITAS, 2014) e raso de Grell-Devenyi (GRELL E DEVENYI, 2002). A parametrização de cumulus raso de Grell-Devenyi foi incluída no JULES-CCATT-BRAMS, principalmente, pela necessidade de um esquema de fluxo de massa consistente para um transporte convectivo de gases traço (FREITAS *et al.*, 2016). Grell-Devenyi expandiram a parametrização original de Grell (1993), e incluíram a capacidade de utilizar um grande número de membros do conjunto com base em cinco tipos diferentes de formulações fechadas (*ENSEMBLE*), resultando numa maior eficiência de precipitação e capacidade das parcelas de ar superarem a energia de inibição convectiva (FREITAS *et al.*, 2016).

O esquema de Grell-Freitas (GRELL E FREITAS, 2014) para parametrização de cumulus profundo baseia-se na abordagem original de Grell-Devenyi (GRELL E DEVENYI, 2002), com recurso das formulações de dependência de escala para simulações de alta resolução (ou “*gray-zone*” para configurações de modelos de convecção profunda) e a interação com aerossóis.

Também foi acionada a microfísica de nuvem utilizando a formulação de Greg Thompson de “*single moment in cloud liquid water*” (THOMPSON *et al.*, 2008; THOMPSON E EIDHAMMER, 2014) que consiste no tratamento separado de cinco classes de águas que, posteriormente, são misturadas num tratamento de momento único para cada tipo de nuvem, otimizando assim o tempo computacional. Além disso, inclui a ativação de aerossóis na condensação de núcleos de nuvens (*cloud condensation* - CCN) e de gelos (*ice nuclei* - IN), dessa forma, prevê a concentração do número de gotículas de água nas nuvens, bem como as concentrações de duas novas variáveis de aerossóis uma para CCN e outra para IN, estas variáveis são agrupadas em dois grupos diferentes de acordo com sua higroscopicidade: os aerossóis higroscópicos chamados de “amigos da água” (*water friendly*) e os aerossóis não-higroscópicos são os “amigos do gelo” (*ice friendly*) (FREITAS *et al.*, 2016).

A parametrização da radiação de ondas longas e curtas utilizada foi a de CARMA (*Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres*) (TOON *et al.*, 1989; ROSÁRIO *et al.*, 2013), que soluciona a transferência radiativa usando o método de dois fluxos e inclui os principais absorventes moleculares (vapor d’água, CO, O<sub>3</sub> e O<sub>2</sub>), adicionalmente, trata os



coeficientes de absorção gasosa usando uma fórmula de soma exponencial (TOON *et al.*, 1989). Os esquemas de radiação do JULES-CCATT-BRAMS estão acoplados on-line com os modelos de microfísica de nuvem e aerossol, para fornecer simulações on-line de interações aerossol-nuvem-radiação (FREITAS *et al.*, 2016). As propriedades físicas e ópticas da nuvem no esquema radiativo de CARMA foram parametrizados de acordo com Sun e Shine (1994) e Savijarvi *et al.* (1997; 1998) usando perfis de conteúdo de água líquida e gelo fornecidos pelo modelo de microfísica de nuvem do JULES-CCATT-BRAMS (FREITAS *et al.*, 2016).

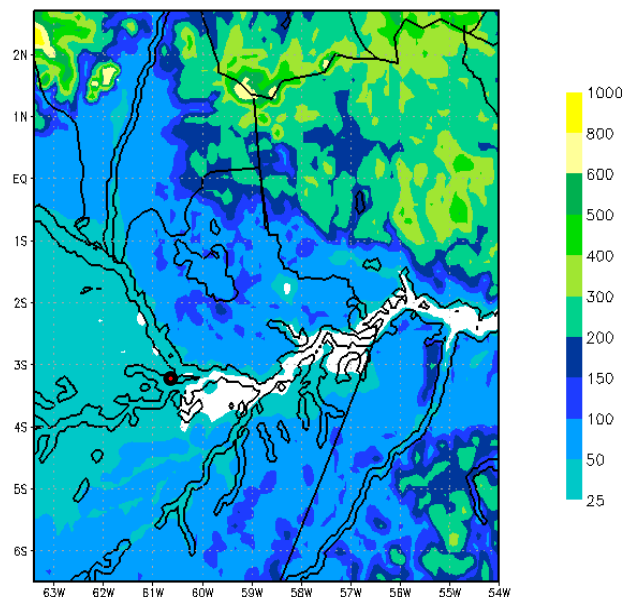


Figura 2.2- Domínio da grade da simulação, contendo a topografia (m, sombreado) e a distribuição dos grandes rios da Amazônia. O círculo em vermelho e preto localiza o sítio de Manacapuru ( $3,21^{\circ}\text{S} - 60,60^{\circ}\text{W}$ ).

## 2.3 Resultados e discussão

### 2.3.1 Ozônio ( $\text{O}_3$ ) na média troposfera

Inicialmente será realizada uma comparação entre os dados superficiais de  $\text{O}_3$  coletados entre os dias 06 a 15 de abril de 2014 no sítio de Manacapuru e as reanálises do ECMWF Era-Interim, em um ponto mais próximo do sítio experimental de Manacapuru. Tal período foi escolhido devido à presença de uma “pluma” de  $\text{O}_3$  na média troposfera exatamente nos dias em que os episódios de aumento de  $\text{O}_3$  foram observados próximo à superfície.

A Figura 2.3 apresenta o perfil vertical de  $\text{O}_3$  e velocidade vertical do vento, extraído da reanálise do ECMWF Era-Interim. É possível notar que a concentração do  $\text{O}_3$  varia de 10 a 50 ppbv na baixa troposfera (entre 1000 e 900 hPa) durante todo o período. Contudo, chama

atenção as maiores concentrações de  $O_3$ , que atingem 90 ppbv entre os dias 10 e 14 de abril na média troposfera, formando uma “pluma” de  $O_3$  que se estende desde o nível de 950 hPa a 650 hPa. Neste período a pluma de  $O_3$  está bem maior do que nos outros dias analisados.

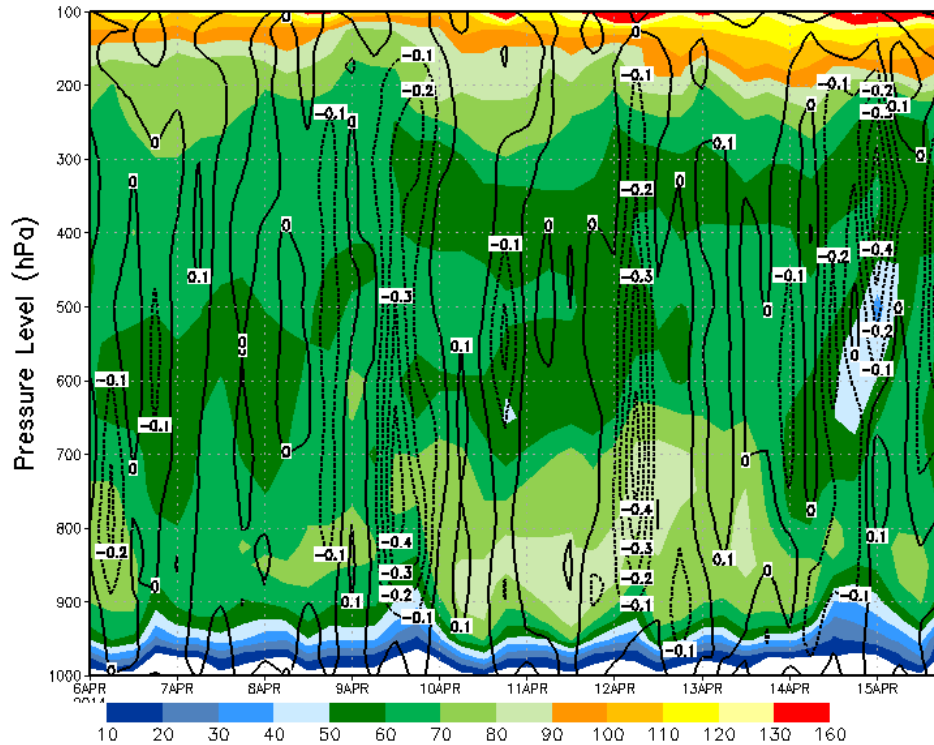


Figura 2.3- Seção transversal da concentração de ozônio, em ppbv (sombreado) e velocidade vertical, em Pa/s (linha preta) no sítio de Manacapuru (3,21°S – 60,60°W) para o período chuvoso de 06/04/14 à 15/04/14, através da reanálises do ECMWF Era-Interim.

A origem dessa “pluma” não será objeto de investigação do presente estudo. Especula-se que ela possa estar relacionada com uma pluma de poluição, rica em  $O_3$  advinda da queima de combustíveis fósseis e volatilização de combustíveis na cidade de Manaus (KUNH *et al.*, 2010; TREBS *et al.*, 2012) e/ou emissões através da queima de biomassa que causam a formação fotoquímica de  $O_3$  (CRUTZEN E ANDREAE, 1990; CICCIONI *et al.*, 2014).

É possível observar correntes verticais ascendentes e descendentes sobre a pluma de  $O_3$  (Figura 2.3), possivelmente associado às atividades convectivas, as quais podem transportar porções de ar ricas em  $O_3$  da média troposfera para a superfície (DIAS-JUNIOR *et al.*, 2017), e com isto fazer uma ligação entre o  $O_3$  estratosférico com o troposférico.

A Figura 2.4 mostra a distribuição da precipitação, concentração do  $O_3$  e a temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), medidos próximo à superfície no sítio de Manacapuru entre os dias 06 a 15 de abril. Nota-se nas taxas de precipitação que a média dos dias com chuva ficou

em torno de 50 mm/h, com exceção do dia 14 de abril, onde a precipitação atingiu cerca de 140 mm/h.

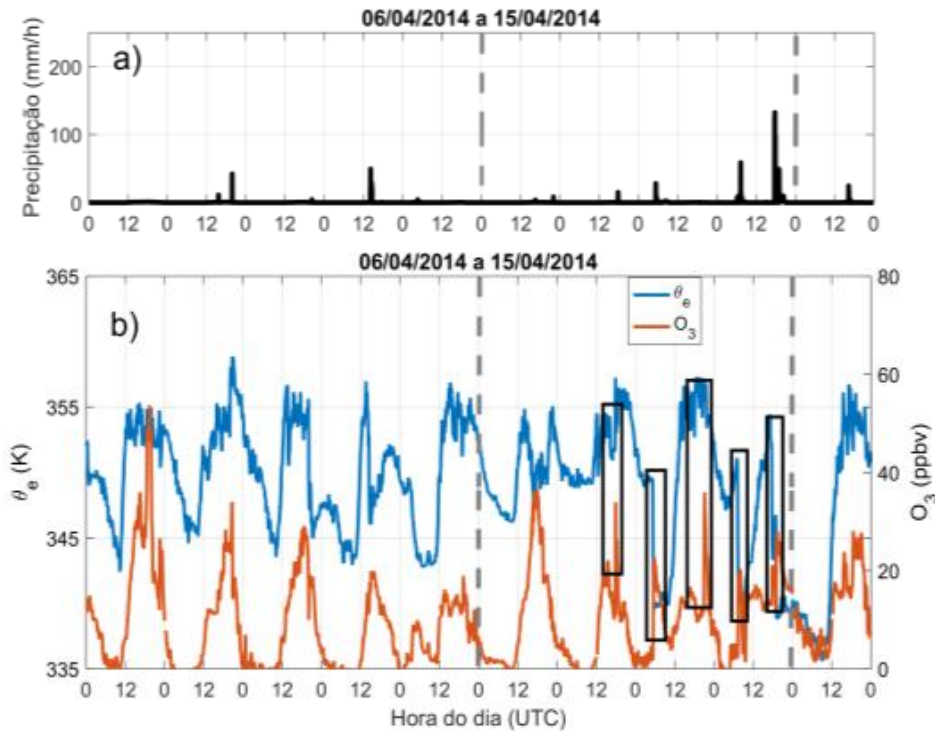


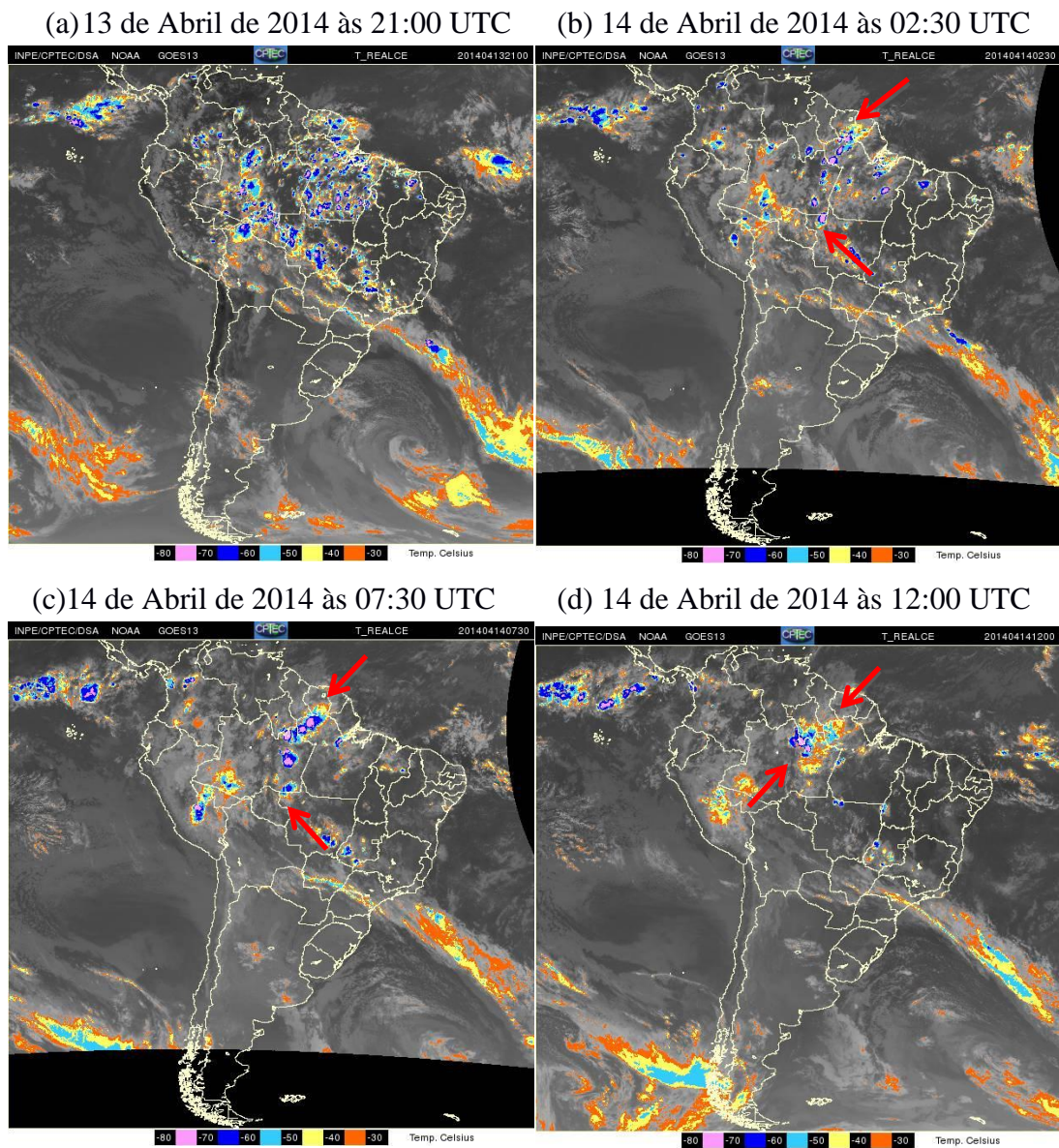
Figura 2.4- (a) Taxa de Precipitação (mm/h), (b) concentração de ozônio ( $O_3$ ) (ppbv, linha laranja) e temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) (K, linha azul), medidos entre os dias 06/04 a 15/04, em Manacapuru no nível de 3,5 m. Os retângulos pretos indicam as situações de aumento de  $O_3$  e diminuição de  $\theta_e$ . As linhas tracejadas cinzas marcam o período entre 10/04 a 14/04, onde os níveis de  $O_3$  estiveram elevados na média troposfera (Figura 2.3).

As linhas tracejadas cinzas, mostradas na Figura 2.4a-b, correspondem ao período onde foi possível observar aumentos súbitos nos níveis superficiais de  $O_3$  ocorrendo quase que simultaneamente com quedas acentuadas nos valores de  $\theta_e$  (retângulos pretos). Além disso, pode-se observar que as quedas de  $\theta_e$  ocorreram nos mesmos horários de ocorrência de precipitação. De acordo com vários autores (BETTS *et al.*, 2002; GERKEN *et al.*, 2016; DIAS-JUNIOR *et al.*, 2017), durante a ocorrência de tempestades convectivas é possível observar a presença dos *downdrafts*, os quais são responsáveis por trazerem ar frio e seco, rico em  $O_3$ , da média ou alta troposfera, produzindo quedas acentuadas de  $\theta_e$  e aumentos súbitos de  $O_3$  próximo à superfície.

Portanto, entre os dias 10 a 14 de abril de 2014 os aumentos superficiais de  $O_3$  (Figura 2.4b) ocorreram devido aos *downdrafts* que chegaram à superfície trazendo o  $O_3$  que estava na média troposfera nestes dias. Este aspecto será analisado detalhadamente nas próximas seções do presente trabalho.

### 2.3.2 Descrição do estudo de caso de linhas de instabilidade continentais

Inicialmente, recorreram-se às imagens de satélite para se verificar os tipos de sistemas convectivos que atravessaram o sítio de Manacapuru, no período entre 10 a 14 de abril de 2014. Observou-se que no dia 14 de abril houve a formação de duas LICONs que passaram sobre Manacapuru (Figura 2.5). A primeira LICON se formou na madrugada do dia 14/04 (Figura 2.5c), enquanto que a segunda LICON se formou pela parte da tarde (Figura 2.5e).





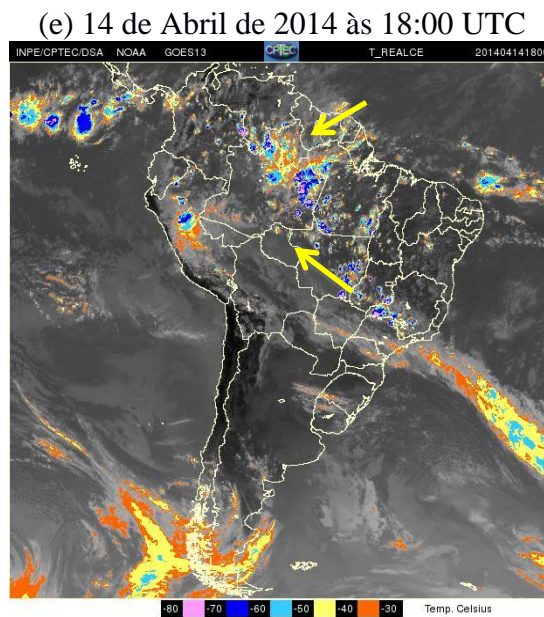


Figura 2.5- Imagens do satélite GOES-13 no canal Infravermelho, mostrando o desenvolvimento de duas Linhas de Instabilidade Continentais que passaram sobre o sítio de Manacapuru em 14 de Abril de 2014. As setas vermelhas mostram a LICON I e as setas amarelas a LICON II.

No dia anterior à formação da primeira LICON, às 21:00 UTC (-4 horas, no horário local) do dia 13/04, observa-se grande quantidade de células convectivas isoladas sobre o estado do Pará, e a formação de convecção alinhada ao SF sobre o sudeste da América do Sul, atingindo o sul do estado do Amazonas (Figura 2.5a). Às 00:00 UTC do dia 14/04 a convecção enfraquece sobre o Pará e sul do Amazonas, sendo que pouco tempo depois, às 02:30 UTC (Figura 2.5b), tem-se o início da organização de uma LI, denominada aqui de LICON I, cuja direção foi desde o noroeste do estado do Pará até o sudeste do estado do Amazonas. Às 04:30 UTC a LICON I encontrava-se propagando para oeste, e às 07:30 UTC chegou sobre o sítio experimental de Manacapuru (Figura 2.5c). Às 12:00 UTC (Figura 2.5d) é possível observar que esta LICON I inicia sua dissipação, tendo perdido completamente seu formato linear às 15:00 UTC do dia 14/04. Finalmente, às 18:00 UTC (Figura 2.5e) já se nota o formato linear do novo sistema de LICON, denominada de LICON II, que se intensificou às 19:00 UTC e dissipou às 22:30 UTC.

A análise da carta sinótica junto à superfície para o dia 14/04 às 00:00 UTC mostra o ambiente de grande escala antes da formação das LICON I e II (Figura 2.6). Observa-se um intenso ciclone extratropical sobre o Atlântico sul, tendo uma frente fria associada que se estende desde o litoral sul de São Paulo até a Bolívia. A presença deste SF favoreceu a

formação de uma Zona de Convergência de Umidade desde São Paulo até o Acre, como pode ser visto também nas imagens de satélite (Figura 2.5).

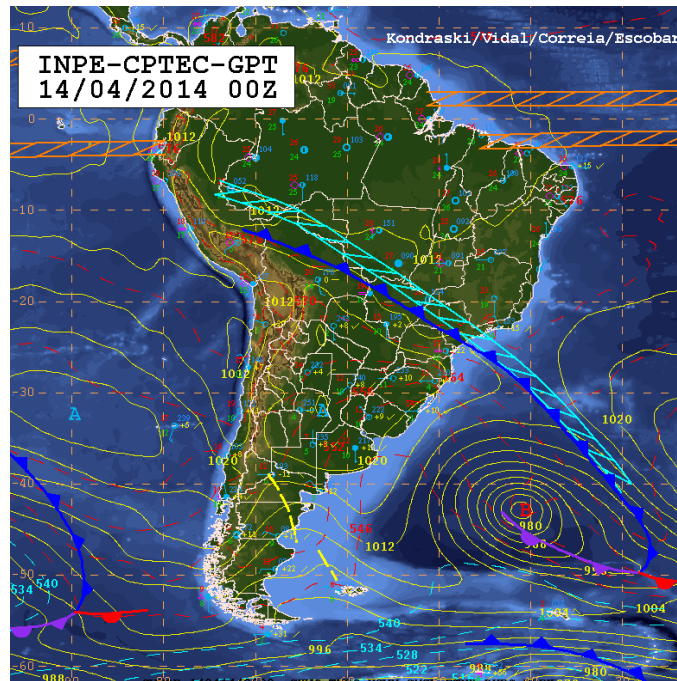


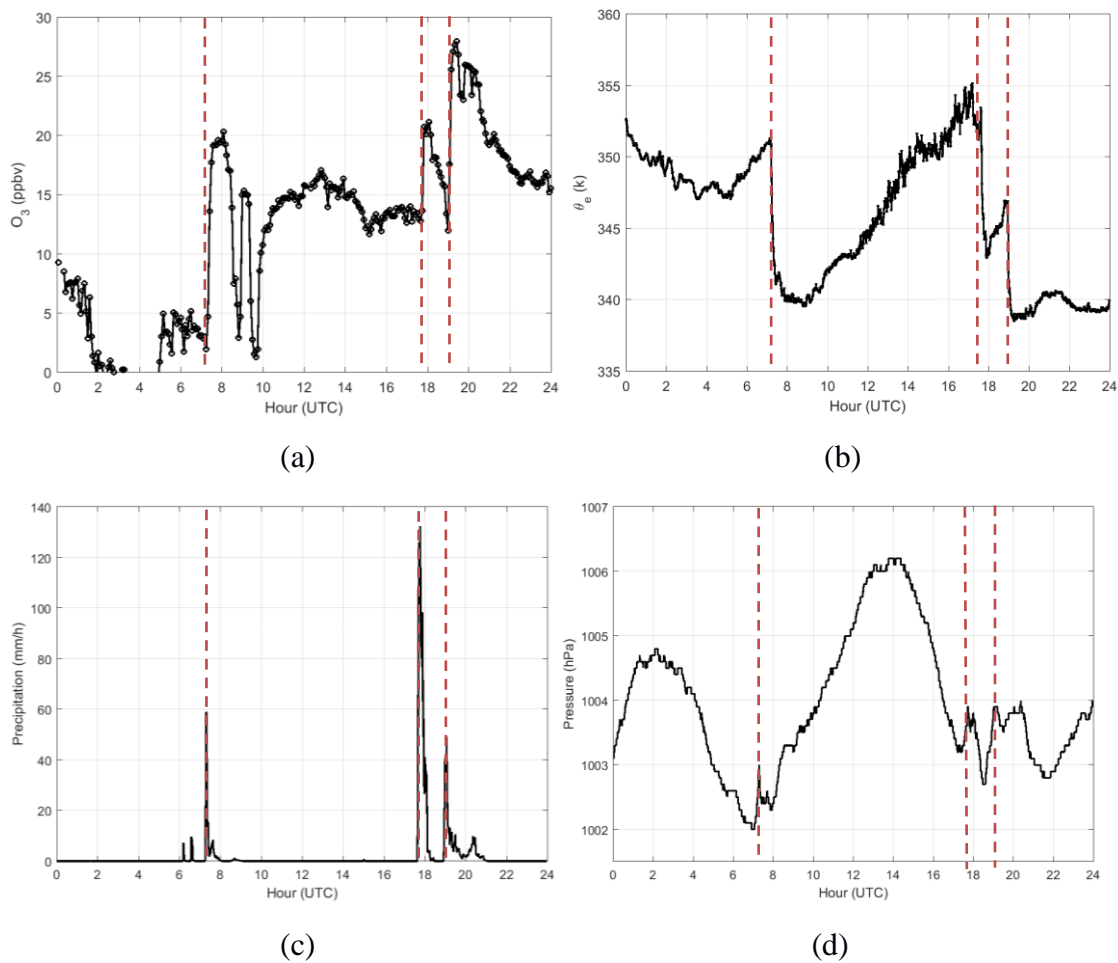
Figura 2.6- Carta sinótica de superfície para às 00:00 UTC do dia 14 de Abril de 2014.  
Fonte: <http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>.

Alguns autores já observaram que há um aumento da atividade convectiva na Amazônia devido à penetração de sistemas frontais nas bordas desta região (SIQUEIRA E MACHADO, 2004, NEGRÓN-JUÁREZ *et al.*, 2010; 2017). SIQUEIRA E MACHADO (2004) avançaram os estudos sobre a interação de SF e atividade convectiva na Amazônia, classificando-os em três tipos mais frequentes. Baseado na classificação proposta por este autores, as análises da sequência de imagens de satélite desde o dia 11/04 até o dia 16/04 indicam que a interação entre o SF e a convecção que deu origem às LICONs formadas no dia 14/04 parecem ser do tipo 1. Na interação tipo 1 são frequentes as penetrações dos sistemas frontais de subtropicais ou latitudes médias, que organizam a atividade convectiva nos trópicos, e movem-se para o norte com a convecção para latitudes tropicais mais baixas.

### 2.3.3 Dados experimentais durante a passagem da linha de instabilidade continental

Nesta seção dar-se-á atenção especial para o comportamento termodinâmico e dinâmico da atmosfera próximo à superfície, durante o dia 14/04, com enfoque nos períodos correspondentes à passagem das LICON I e II.

Na Figura 2.7a é possível observar um aumento nos níveis superficiais de  $O_3$  em dois momentos, o primeiro deles ocorrido em torno das 07:30 UTC, onde valores de  $O_3$ , passaram de 2 ppbv para aproximadamente 20 ppbv. A partir das 10:00 UTC os valores médios de  $O_3$  oscilaram em torno de 15 ppbv ao longo da manhã/tarde. Tais valores são comuns para esses horários do dia, devido à oxidação fotoquímica de hidrocarbonetos e CO resultando na formação de  $O_3$  na troposfera (GERKEN *et al.*, 2016). Entretanto, no período da tarde, em torno das 18:00 UTC notam-se dois máximos de  $O_3$ , um deles às 18:00 UTC e outro em torno das 19:00 UTC, onde os valores de  $O_3$  aumentaram de 14 para 21 ppbv e de 12 para 28 ppbv, respectivamente.



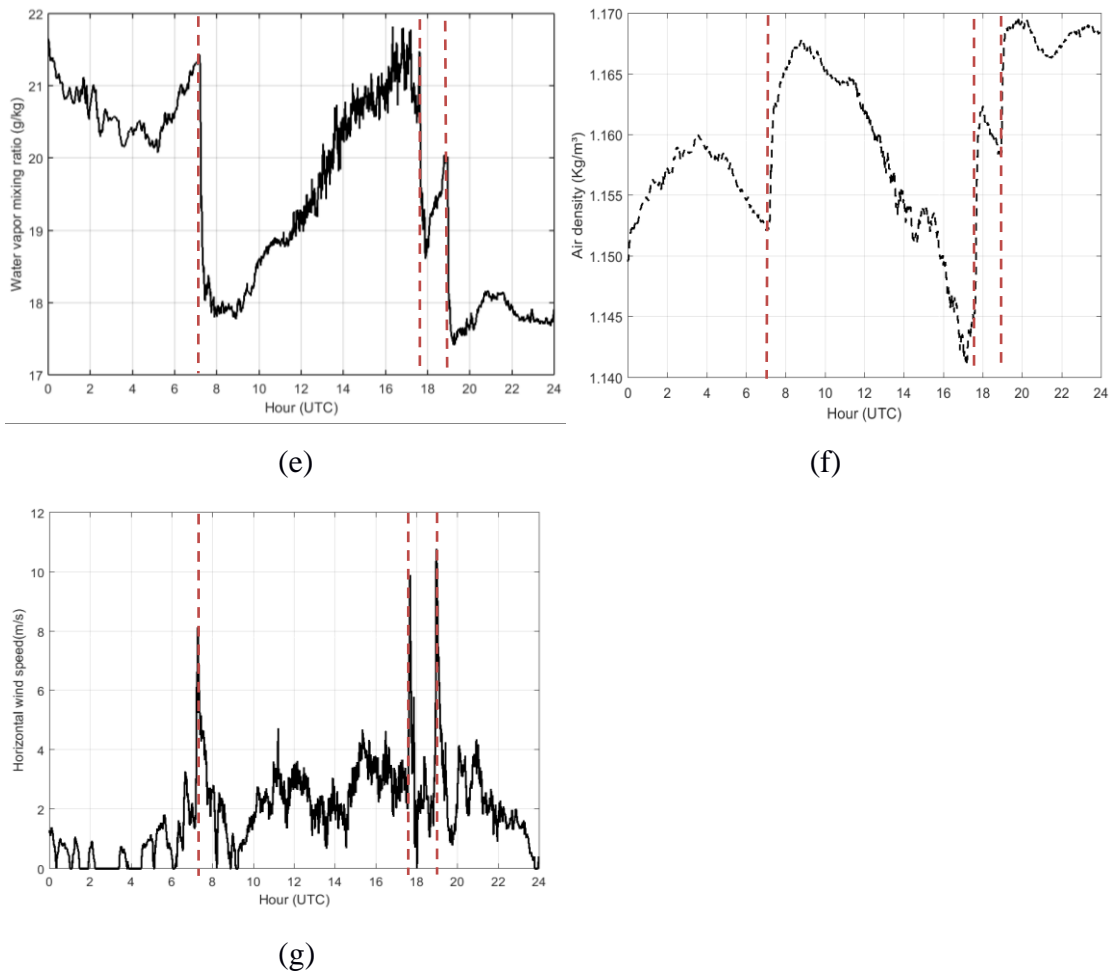


Figura 2.7- Comportamento do (a) ozônio (ppbv), (b) temperatura potencial equivalente (k), (c) taxa de precipitação (mm/h), (d) pressão atmosférica (hPa), (e) razão de mistura do vapor (g/kg), (f) densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ) e (g) velocidade do vento horizontal (m/s), medidos em Manacapuru no nível de 3,5 m, ao longo do dia 14/04/2014.

É interessante notar que no mesmo horário em que ocorreram os aumentos súbitos de  $\text{O}_3$  (Figura 2.7a), houve também quedas acentuadas de  $\theta_e$  (Figura 2.7b). Às 07:30 UTC e às 18:00 UTC é possível observar uma queda da ordem de 10 K, e às 19:00 UTC uma queda em torno de 8 K (Figura 2.7b). Betts *et al.* (2002) observaram a passagem de uma LI durante à noite no oeste da Amazônia, e notaram que os *downdrafts* desta linha apresentaram a capacidade de aumentar os níveis superficiais de  $\text{O}_3$ , e causar quedas bruscas nos valores de  $\theta_e$ . Isso ocorre porque uma parcela de ar mais fria e saturada, oriunda de altos níveis, atinge a superfície através dos *downdrafts* (BETTS, 1976; ZIPSER, 1977).

Portanto, constata-se que a presença das LICON I e II (Figura 2.5) estiveram associadas com a ocorrência de fortes *downdrafts* na região de Manacapuru nos horários de 07:30 UTC, 18:00 UTC e 19:00 UTC. Outras características que reforçam a presença de tais



*downdrafts* são: i) a ocorrência de precipitação durante a passagem das LICONs sobre o local de estudo (Figura 2.7c). É possível notar três máximos na taxa de precipitação, o primeiro por volta das 07:30 UTC de 60 mm/h, o segundo evento de precipitação ocorreu aproximadamente às 18:00 UTC, atingindo a taxa máxima de quase 140 mm/h e o terceiro foi às 19:00 UTC chegando a 50 mm/h; ii) a ocorrência de dois máximos de variância de pressão atmosférica (Figura 2.7d) coincidentes com os eventos de precipitação (7:30 UTC, 18:00 UTC e 19:00 UTC). Vale salientar que as LIs tropicais frequentemente têm aumento na pressão atmosférica na área de precipitação atrás delas, onde há uma grande quantidade de ar frio saturado que contém grande porção de água na forma líquida (SANDER E EMANUEL, 1977), o que pode explicar o aumento na pressão hidrostática (ZIPSER, 1977).

Os sinais de *downdrafts* também são vistos nas quedas bruscas dos valores da razão de mistura de vapor (Figura 2.7e), que ocorreram às 07:30 UTC (uma queda de aproximadamente 3,5 g/kg) e às 18:00 UTC e 19:00 UTC (uma queda de aproximadamente 4,5 g/kg). Isso pode ser resultado da grande quantidade de ar seco que é transportado de camadas mais altas da atmosfera até a superfície pelos *downdrafts*.

Na Figura 2.7f é possível notar que a densidade do ar apresenta aumentos consideráveis durante os episódios de *downdrafts*. Às 07:30 UTC a densidade do ar aumenta aproximadamente 0.010 kg/m<sup>3</sup>. Próximos das 18:00 UTC e das 19:00 UTC ocorrem outros dois aumentos repentinos da densidade do ar de cerca de 0.020 kg/m<sup>3</sup> e 0.010 kg/m<sup>3</sup>, respectivamente. Esses picos na densidade reforçam a presença dos *downdrafts* nos mesmos horários em que as LICON I e II estiveram acima de Manacapuru.

De acordo com Costantino e Heinrich (2014), os aumentos na densidade do ar ocorrem devido às mudanças bruscas nos valores de  $\theta_e$ , na pressão atmosférica e na razão de mistura do vapor. Ainda segundo estes autores, os aumentos da densidade do ar geralmente são acompanhados por aumentos repentinos na velocidade do vento horizontal. Tal aumento pode ser observado na Figura 2.7g, onde há três máximos na velocidade do vento horizontal. São rajadas que aconteceram, nos mesmos intervalos de tempo das mudanças das variáveis já citadas anteriormente: às 07:30 UTC a velocidade do vento foi de 8 m/s, próximo das 18:00 UTC atingiu quase 10 m/s, e às 19:00 UTC a velocidade do vento foi aproximadamente 11 m/s. Essas rajadas foram causadas pelos *downdrafts* das LICONs que passaram pelo sítio experimental.

Esses resultados observados na superfície seguem o mesmo padrão identificado por Costantino e Heinrich (2014) e Dias-Junior *et al.* (2017), no qual concluíram que a

propagação de uma corrente de densidade está associada com o ar frio dos *downdrafts* gerados por células convectivas tropicais.

#### 2.3.4 Simulação da linha de instabilidade continental

Nesta seção será dada atenção especial à simulação da LICON I observada durante a madrugada do dia 14/04, que provocou elevadas taxas de precipitação e fortes *downdrafts* próximo à superfície. Além disso, nesse dia a “pluma” de O<sub>3</sub> ainda estava presente na média troposfera acima de Manacapuru (Figura 2.3) e parece ter atingido a superfície durante a madrugada ocasionando no aumento de O<sub>3</sub> (Figura 2.7a).

Os resultados da simulação com o modelo JULES-CCATT-BRAMS permitiram uma visão tridimensional da atmosfera durante o episódio deste sistema convectivo, o que seria impossível com os dados coletados no sítio experimental de Manacapuru.

A comparação dos resultados da taxa de precipitação simulada com as imagens realçadas de satélite no canal infravermelho mostra que o modelo conseguiu capturar a formação da LICON I, que se desenvolveu na madrugada do dia 14/04. A LICON II não se formou, possivelmente o ambiente ainda estivesse sobre a influência da passagem da LICON I. Contudo, a formação da LICON I já satisfaz as expectativas para análise do aumento de O<sub>3</sub> superficial na madrugada.

A Figura 2.8 apresenta a taxa de precipitação convectiva e o vento horizontal no nível de 43,9 m simulados, com as respectivas imagens de satélite, durante a propagação da LICON I na direção da região de Manacapuru. Através da taxa de precipitação observa-se que às 02:30 UTC (Figura 2.8a) a convecção já começou a mostrar sinais de uma organização linear, e às 04:30 UTC (Figura 2.8b) este aspecto está mais bem estabelecido com uma pequena propagação para oeste. Às 08:00 UTC (Figura 2.8c) a LICON I apresenta-se em seu estágio maduro e continua se deslocando para oeste, tendo iniciado sua dissipação por volta das 12:00 UTC (não mostrado). Embora esta comparação tenha sido feita com dois parâmetros diferentes, foi possível visualizar de maneira geral o desenvolvimento da LICON I.

Apesar de esta simulação ter conseguido formar a LICON I, ela não apresentou nenhuma célula convectiva sobre a região do sítio de Manacapuru, representado por um círculo preto e vermelho nas Figuras 2.8a-c (3,21° S e 60,60° W). Portanto, nas análises seguintes será usada a localização de 0,7°S – 59,1°W (estrela na cor preta, veja nas Figuras 2.8a-c), pois foi o ponto em que foi observada a maior taxa de precipitação convectiva associada à LICON I, e será chamado de ponto mais ativo da convecção.

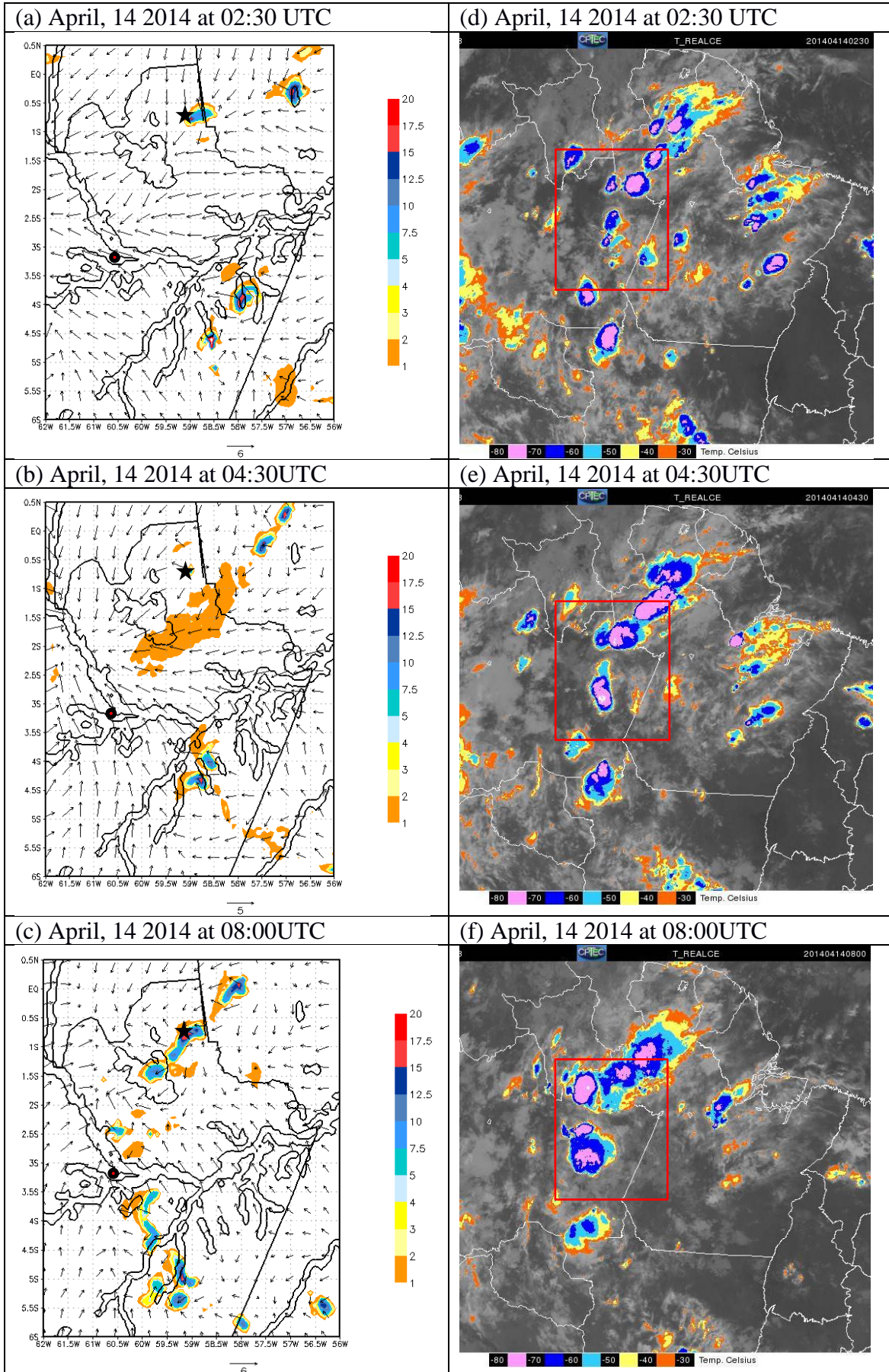


Figura 2.8- (a-c) Vento horizontal (m/s, vetor) e taxa de precipitação convectiva (mm/h, sombreado) no nível de 43,9 m, quando a LICON I estava se aproximando da região de Manacapuru e (d-f) respectivas imagens do satélite GOES-13 no canal Infravermelho. (a-c) O círculo em vermelho e preto localiza o sítio de Manacapuru ( $3,21^{\circ}\text{S} - 60,60^{\circ}\text{W}$ ) e estrela na cor preta indica ponto de maior taxa de precipitação convectiva ( $0,7^{\circ}\text{S} - 59,1^{\circ}\text{W}$ ). O retângulo vermelho nas imagens de satélite representa o domínio da grade usada na simulação.

### 2.3.5 Ozônio ( $\text{O}_3$ ) na média troposfera: ponto mais ativo da convecção

A Figura 2.9 apresenta o perfil vertical da concentração de  $\text{O}_3$  e componente vertical do vento no ponto em que foi observada a maior taxa de precipitação convectiva da simulação ( $0,7^{\circ}\text{S} - 59,1^{\circ}\text{W}$ , veja Figura 2.8a-c), extraído de reanálises do ECMWF Era-Interim para o período de 06 a 15 de Abril de 2014. É possível observar maiores concentrações de  $\text{O}_3$  na média troposfera, que se estendeu do dia 09 a 14 de abril de 2014 entre os níveis de 950 hPa e 600 hPa, similar ao observado na Figura 2.3 acima de Manacapuru. Nota-se no dia 14/04 que o  $\text{O}_3$  chega a 80 ppbv na média troposfera e observam-se também correntes verticais ascendentes e descendentes sobre esta pluma (linha preta), que estão associadas às atividades convectivas da LICON I.

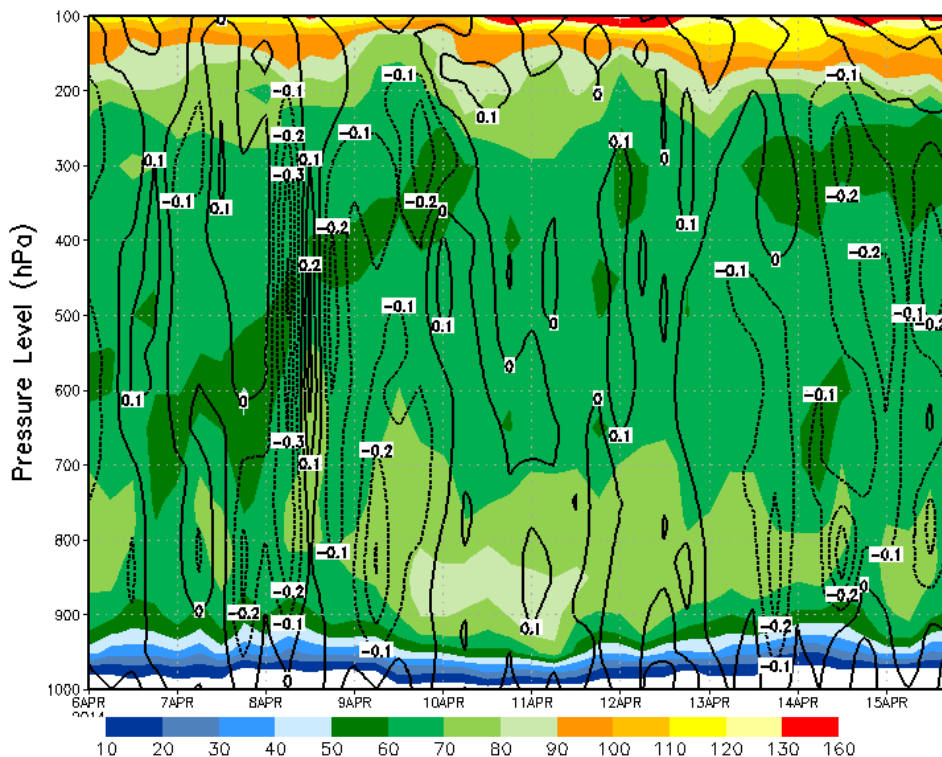


Figura 2.9- Seção transversal da concentração de ozônio (ppbv, sombreado) e velocidade vertical (Pa/s, linha preta) no ponto mais ativo da convecção ( $0,7^{\circ}\text{S}-59,1^{\circ}\text{W}$ ) para o período chuvoso de 06/04/14 à 15/04/14, através da reanálises do ECMWF Era-Interim.



### 2.3.6 Ambiente no ponto mais ativo da convecção através da simulação

A Figura 2.10 apresenta a taxa de precipitação convectiva calculada pelo JULES-CCATT-BRAMS no ponto mais ativo da convecção ( $0,7^{\circ}\text{S} - 59,1^{\circ}\text{W}$ ), ao longo do dia 14/04. Nota-se que a precipitação ocorrida nesta localização teve início às 02:00 UTC e atingiu o seu máximo de 19 mm/h às 08:20 UTC, chegando ao fim por volta das 11:00 UTC. É possível observar que a taxa de precipitação obtida pela simulação foi bem inferior àquela medida no sítio experimental (Figura 2.7c), talvez essa diferença se deva ao fato de o sensor utilizado em Manacapuru, para estimar esta taxa de precipitação, possa estar superestimando a precipitação em relação àquela medida com pluviômetros. De qualquer forma, o modelo produziu a tempestade associada à LICON I e esta será considerada como referência na análise dos objetivos deste estudo.

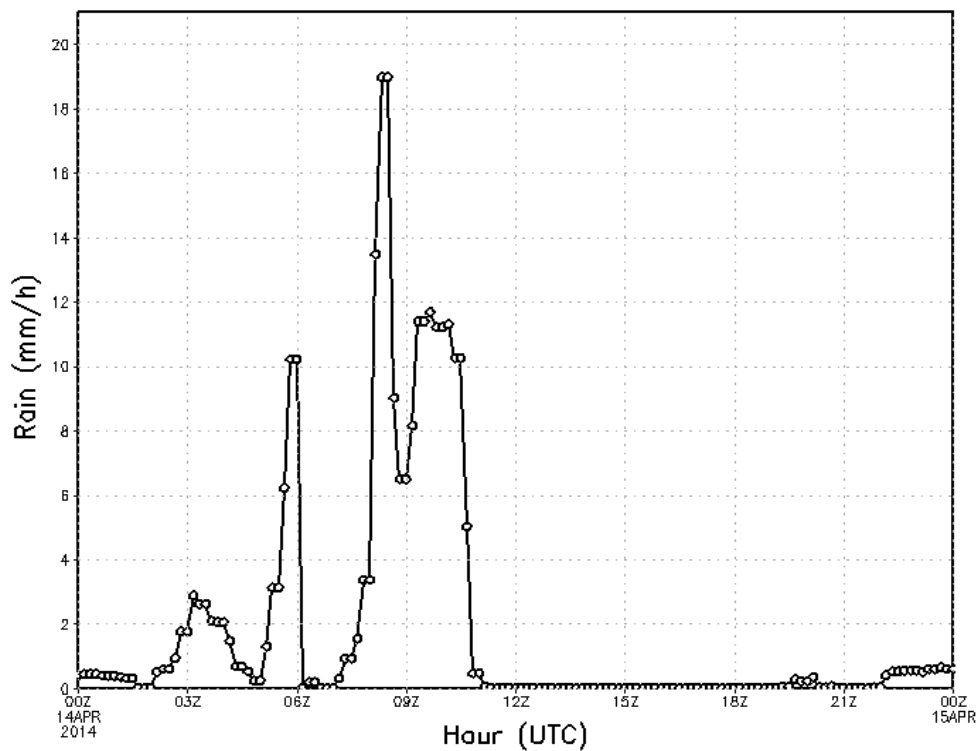
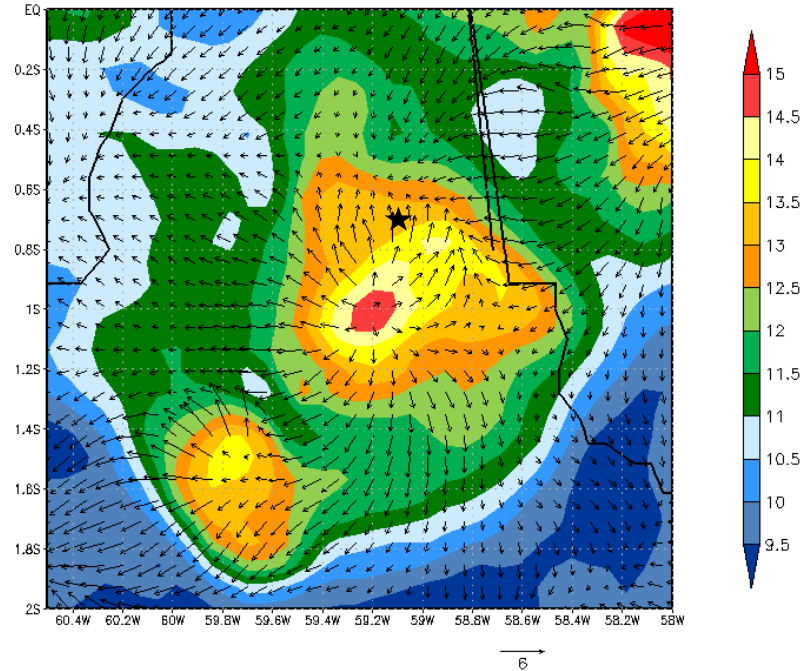


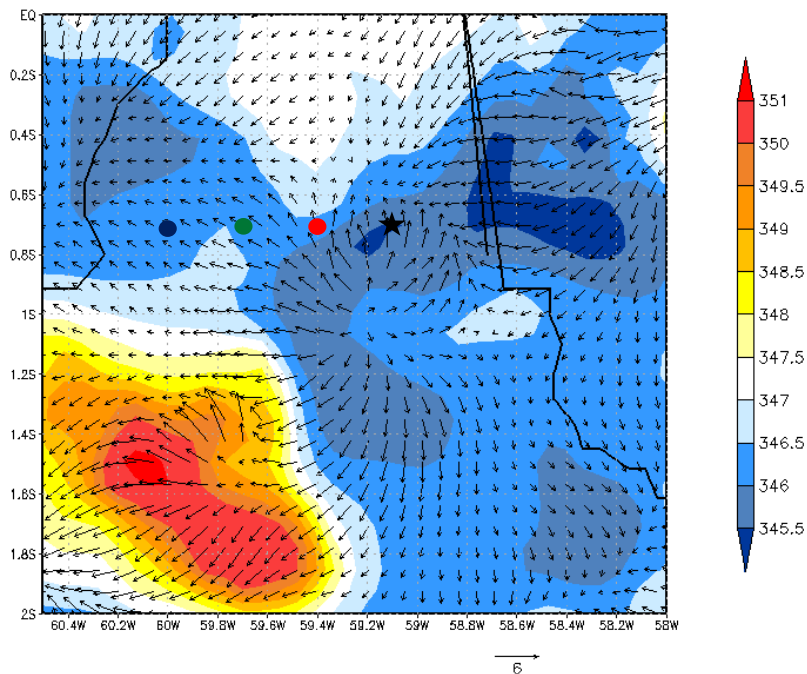
Figura 2.10- Comportamento da taxa de precipitação convectiva (mm/h) durante o dia 14/04/2014, no ponto  $0,7^{\circ}\text{S}-59,1^{\circ}\text{W}$  e no nível de 43,9 m.

Na Figura 2.11 têm-se a distribuição horizontal da concentração de  $\text{O}_3$  e de  $\theta_e$ , junto com a velocidade do vento horizontal próximo a superfície, no horário das 08:00 UTC. É possível observar elevados níveis superficiais de  $\text{O}_3$ , com valor máximo nas proximidades de  $1,0^{\circ}\text{S} - 59,2^{\circ}\text{W}$ , e que está sendo espalhado pelo vento horizontal para uma grande área ao seu

redor. Outras regiões com elevados níveis superficiais de  $O_3$  também podem ser observadas nas proximidades do Equador e da latitude  $1,6^\circ S$ . Todas essas regiões de elevados valores de  $O_3$  estiveram associadas a células convectivas da LICON I simulada (Figura 2.11a).



(a)



(b)

Figura 2.11- Distribuição horizontal da (a) concentração de ozônio (ppbv, sombreado), da (b) temperatura potencial equivalente (K, sombreado) junto com (a-b) velocidade do vento horizontal (m/s, vetor) no nível de 43,9 m, às 08:00 UTC do dia 14/04. A estrela na cor preta representa o ponto

0,7°S-59, 1°W, e os círculos coloridos são: vermelho o ponto 0,7°S-59,4°W, verde o ponto 0,7°S-59,7°W e azul é o ponto 0,7°S-60,0°W.

A  $\theta_e$  apresenta valores menores na região do centro da tempestade (estrela preta), uma queda de 2 K se comparando com os valores próximos a este ponto. Isto pode ser o indicativo de que o ar frio e seco dos *downdrafts* atingiu a superfície. Além disso, é possível notar na mesma região uma nítida divergência de ar próximo à superfície. Dessa forma, a simulação conseguiu mostrar que os *downdrafts* da LICON I atingiram a superfície, o que resultou em uma elevação na concentração de O<sub>3</sub> superficial (Figura 2.11a) advindo da camada superior da troposfera, o que já tinha sido observado por Betts *et al.* (2002) e Gerken *et al.* (2016).

Dias-Junior *et al.* (2017), sugeriram que o ar mais frio e rico em O<sub>3</sub>, oriundo de *downdrafts*, formava uma corrente de densidade próximo à superfície se propagando na forma de um jato de baixo nível, o qual eles deram o nome de jatos “não-clássicos”. Contudo, eles não dispunham de dados suficientes para comprovarem tal ideia. No presente trabalho, os resultados obtidos com simulação do JULES-CCATT-BRAMS corroboram com esta teoria.

### 2.3.7 Estrutura horizontal e vertical da atmosfera durante a passagem da linha de instabilidade

A distribuição vertical da razão de mistura do condensado da nuvem, que é a relação entre a massa de vapor d'água por quilograma de ar seco condensada da nuvem, tanto com as linhas de corrente do vento zonal e vertical, quanto com a  $\theta_e$  são apresentados na Figura 2.12, no horário das 08:00 UTC do dia 14/04 (na latitude 0,7°S). É possível notar a presença de células maduras com elevado valor de razão de mistura do condensado compondo o sistema da LICON I. Além disso, observa-se que o vento zonal predominante é de leste, apresentando convergência em baixos níveis. É possível também notar *updrafts* gerados pela LICON I subindo até a bigorna da nuvem, já os *downdrafts* estão localizados em níveis mais baixos à frente do sistema, entre a superfície e 2.500 m acima (seta vermelha-Figura 2.12a). Quando o *downdraft* atinge a superfície terrestre, o ar frio espalha-se em todas as direções formando a corrente de densidade, que substitui o ar quente e úmido da camada na base da nuvem (COSTANTINO E HEINRICH, 2014).

A distribuição do  $\theta_e$  mostra que a passagem da LICON I provocou resfriamento e ressecamento na baixa e média troposfera, o que está de acordo com o modelo conceitual de LI proposto por Garstang *et al.* (1994). Nota-se que na região dos *downdrafts* há uma queda gradual nos valores de  $\theta_e$ , variando de 348 K a 342 K (seta vermelha-Figura 2.12b). Este

resfriamento possivelmente é consequência dos *downdrafts* e da corrente de densidade gerada que se espalha na superfície (BETTS, 1976; ZIPSER, 1977; COSTANTINO E HEINRICH, 2014).

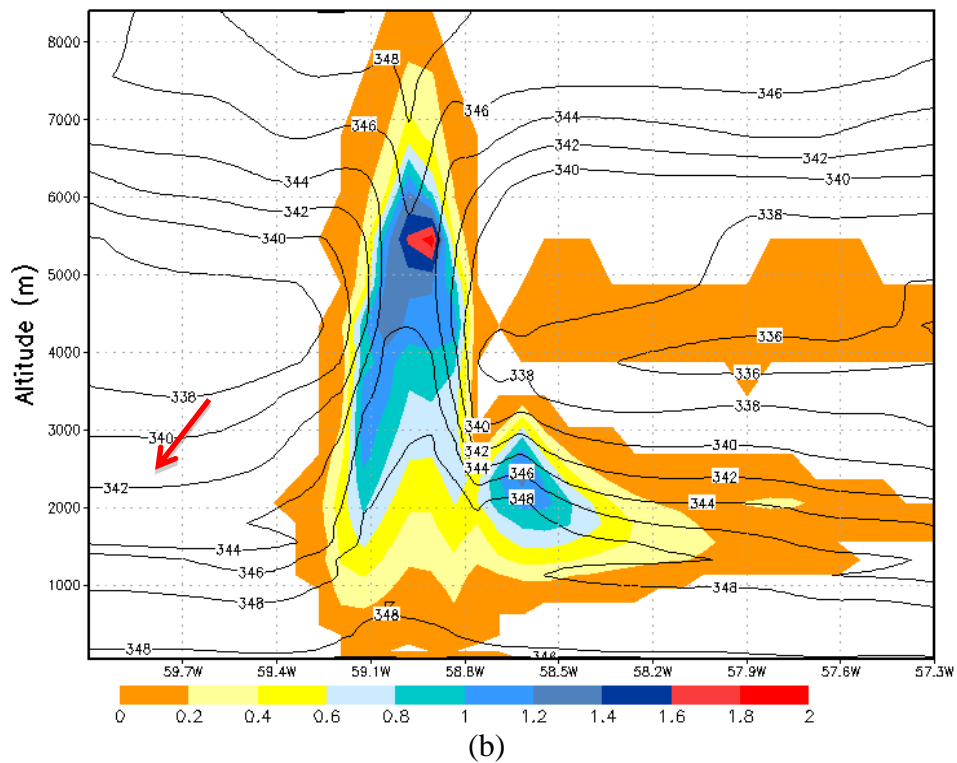
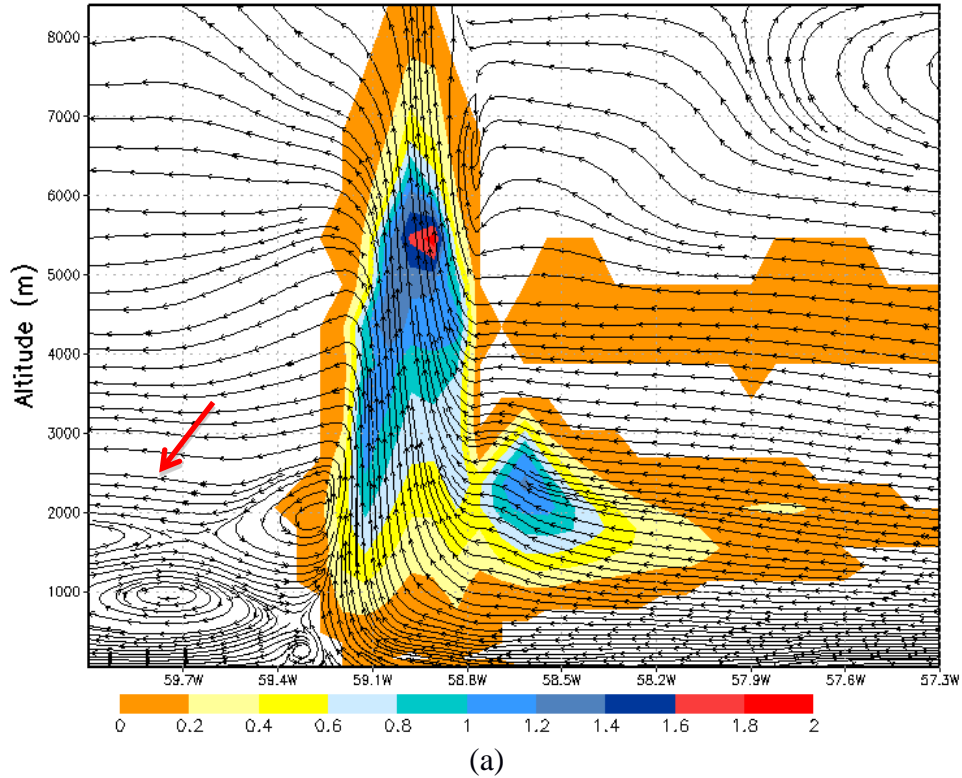


Figura 2.12- Seção transversal na latitude  $0,7^{\circ}$  S, às 08:00 UTC do dia 14/04 para (a-b) razão de mistura do condensado da nuvem (g/kg, sombreado), (a) linhas de corrente ( $u$ ,  $w*10$ ) e (b) temperatura potencial equivalente (K, linha preta) através da LICON I.



A Figura 2.13 apresenta a distribuição horizontal da CAPE (energia potencial disponível para convecção) simulada para os horários da 00:00 UTC (antes da formação da LICON I) e 08:00 UTC (quando a LICON I já está formada). Observa-se que às 00:00 UTC no ponto mais ativo da tempestade, que está indicado por uma estrela na cor preta ( $0,7^{\circ}\text{S}$ - $59,1^{\circ}\text{W}$ ), o valor da CAPE chega a 1.700 J/kg, este valor indica a tendência para o desenvolvimento de convecção profunda, visto que uma CAPE de 1.000 J/kg é considerado como o limiar para estas ocorrências; valores de CAPE entre 1.000 e 3.000 J/kg estão associadas à convecção moderada a intensa (BLUESTEIN, 1993). Às 08:00 UTC já se nota que os valores de CAPE caíram, e ficaram em torno de 500 J/kg no centro da tempestade, isso é esperado, pois o valor de CAPE cai consideravelmente quando a convecção está formada.

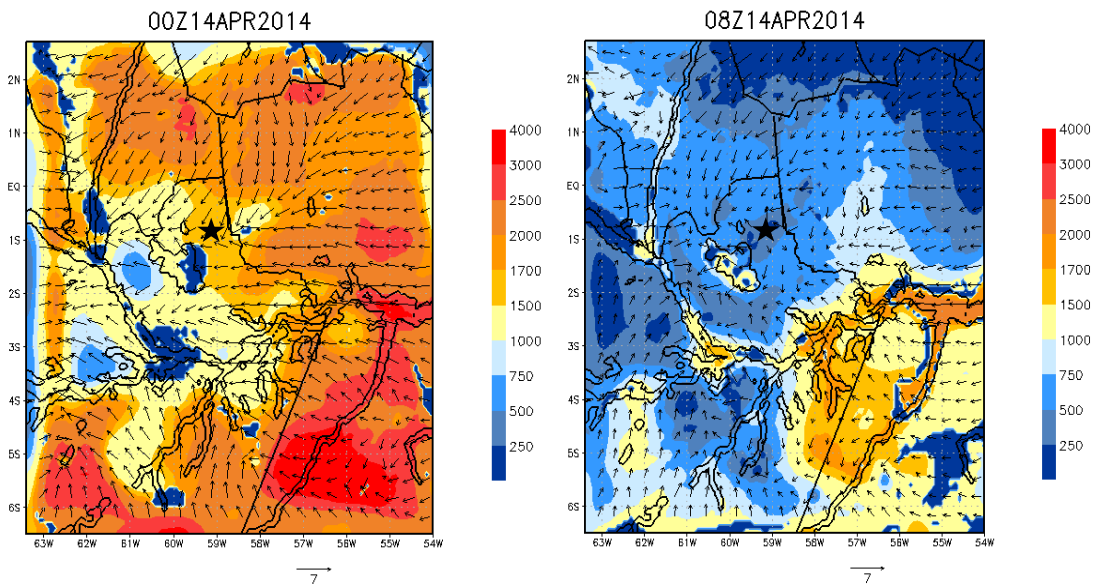


Figura 2.13- Distribuição horizontal da Cape (J/kg) e vento horizontal (m/s) no nível de 43,9 metros, nos horários de (a) 00 UTC e (b) 08:00 UTC do dia 14/04.

Vale salientar que recentemente Chase *et al.* (2016) mostraram que existe significativa correlação entre os valores de CAPE antes da tempestade e os eventos de aumento de  $\text{O}_3$  na superfície. Além disso, Dias-Junior *et al.* (2017) mostraram que a redução nos valores da CAPE ocorridos durante fortes atividades convectivas estão muito mais correlacionados com os aumentos súbitos de  $\text{O}_3$  próximos à superfície do que a redução nos valores de  $\theta_e$ .

Comparando a densidade do ar nos horários de 00:00 UTC e 08:00 UTC na Figura 2.14, é possível observar que houve um aumento significativo na densidade do ar no horário da precipitação causada pela LICON I, variando de  $1,14 \text{ kg/m}^3$  (00:00 UTC) a  $1,17 \text{ kg/m}^3$  (08:00 UTC) no ponto mais ativo da convecção ( $0,7^{\circ}\text{S}$ - $59,1^{\circ}\text{W}$ ). Como já foi dito, aumentos superficiais repentinos da densidade do ar, acompanhados de queda no  $\theta_e$  e aumento na

velocidade do vento horizontal, além de mudanças na direção do vento, são sinais típicos de correntes de densidade associadas com o ar frio dos *downdrafts* de tempestades tropicais (COSTANTINO E HEINRICH, 2014; DIAS-JUNIOR *et al.*, 2017).

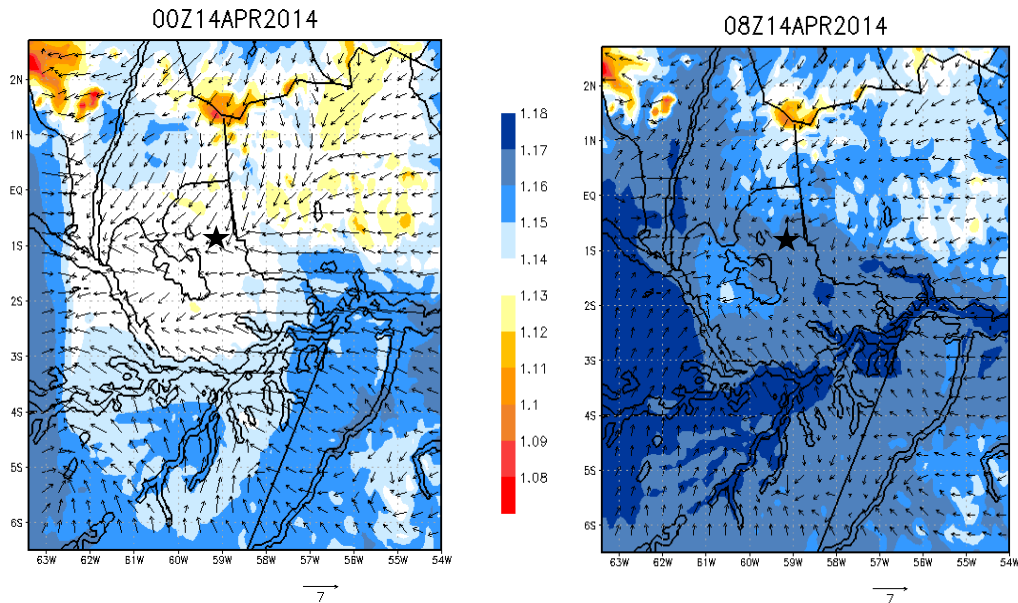


Figura 2.14- Distribuição horizontal da densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ) e vento horizontal ( $\text{m/s}$ ) no nível de 43,9 metros, nos horários de (a) 00:00 UTC e (b) 08:00 UTC do dia 14/04.

A componente vertical da velocidade do vento no ponto mais ativo da tempestade ao longo do dia 14/04 é apresentada na Figura 2.15. É possível notar a presença dos movimentos ascendentes (positivo) e descendentes (negativo) do ar ao longo de todo o dia, mas, principalmente na madrugada e parte da manhã do dia 14/04, onde eles foram mais intensos. Observam-se fortes movimentos ascendentes e descendentes do ar próximo das 08:00 UTC, horário em que a LICON I estava sobre o local (seta vermelha-Figura 2.15). Esses aumentos na velocidade vertical são sinais típicos dos *updrafts* e *downdrafts* gerados pela LICON I nesta região.

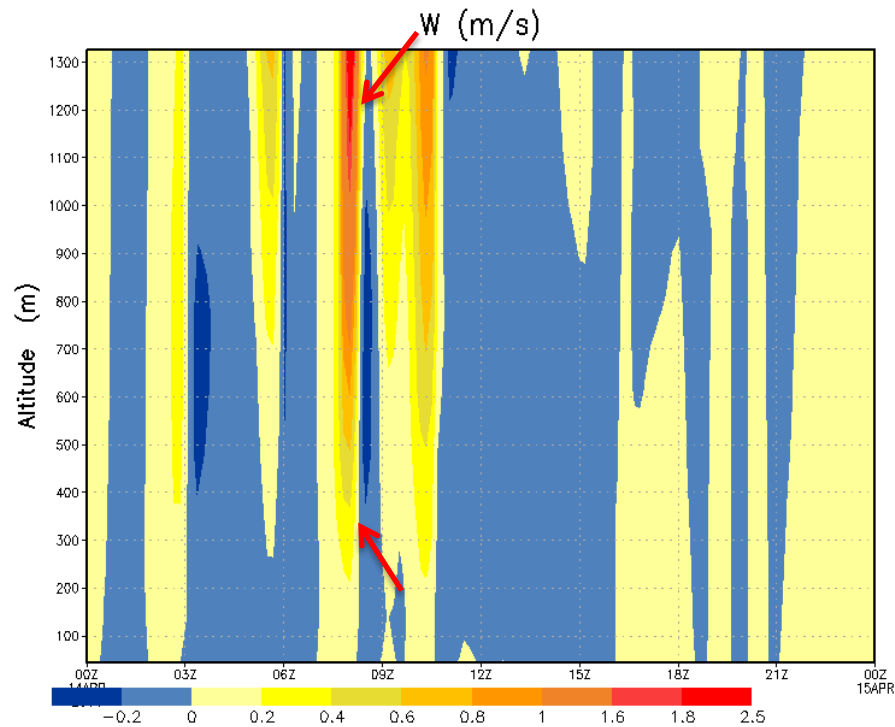


Figura 2.15- Seção transversal da componente vertical do vento (m/s, sombreado) ao longo do dia 14/04, no o ponto  $0,7^{\circ}\text{S}$ - $59, 1^{\circ}\text{W}$ . As setas vermelhas indicam *updrafts* e *downdrafts* por volta das 08:00 UTC.

De acordo com Dias-Junior *et al.* (2017) JBNs se formarão na presença de correntes de densidade do ar. Além disso, eles mostraram que muitos eventos de aumentos de  $\text{O}_3$  na superfície estavam relacionados com alta frequência desses jatos.

A Figura 2.16 apresenta os perfis de velocidade do vento horizontal no ponto mais ativo da convecção ( $0,7^{\circ}\text{S}$ - $59,1^{\circ}\text{W}$ ) antes e depois da formação da LICON I simulada, respectivamente às 00:00 UTC e às 08:00 UTC (Figura 2.16a). Na Figura 2.16b é mostrado o perfil do vento horizontal às 08:00 UTC em longitudes próximas da localização do ponto mais ativo da convecção ( $59,4^{\circ}\text{W}$ ,  $59,7^{\circ}\text{W}$  e  $60^{\circ}\text{W}$ ), conforme indicado na Figura 2.11b.

Observa-se que a velocidade do vento horizontal não teve mudanças bruscas às 00:00 UTC, porém, às 08:00 UTC é possível notar um aumento significativo na velocidade do vento em baixos níveis (Figura 2.16a), a formação de um JBN que alcançou a velocidade de 6,5 m/s no nível de 250 m aproximadamente, e percorreu uma grande distância, como pode ser visto na Figura 2.16b, chegando a uma distancia de 67 km (de  $59,1^{\circ}\text{W}$  a  $59,7^{\circ}\text{W}$ ), com uma velocidade aproximada de 5,5 m/s. De acordo com os resultados já apresentados, esses jatos são uma consequência das correntes de densidade geradas próximo à superfícies que ocorrem com a chegada dos *downdrafts*, conforme sugerido por Dias-Junior *et al.* (2017).

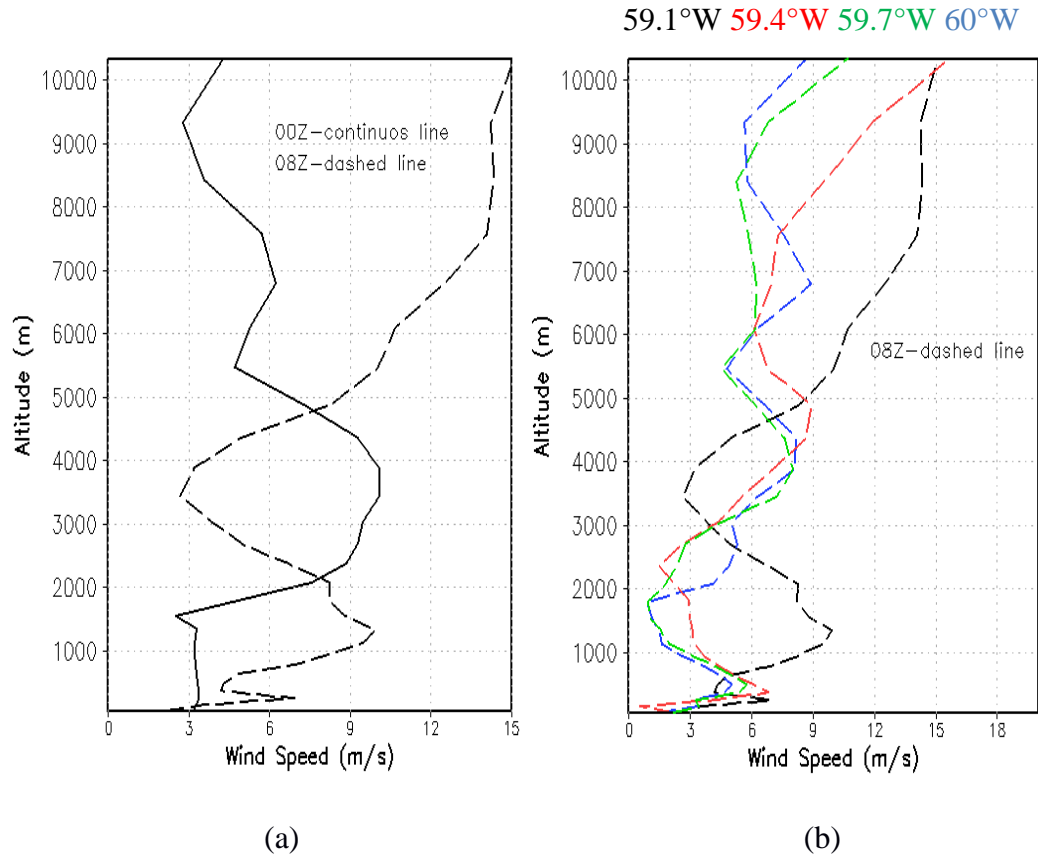


Figura 2.16- Perfil vertical da magnitude do vento horizontal (m/s) durante o dia 14/04, na (a) Latitude  $0,7^{\circ}\text{S}$  e Longitude  $59,1^{\circ}\text{W}$  às 00:00 UTC (linha contínua) e 08 UTC (linha tracejada), e (b) às 08:00 UTC nas Longitudes  $59,1^{\circ}\text{W}$  (linha preta),  $59,4^{\circ}\text{W}$  (linha vermelha),  $59,7^{\circ}$  (linha verde) e  $60^{\circ}\text{W}$  (linha azul), tendo estes pontos sido indicados na Figura 2.11b.

As Figuras 2.17a-c-e apresentam as seções transversais das concentrações de  $\text{O}_3$ , monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ) e dióxido de nitrogênio ( $\text{NO}_2$ ) ao longo do dia 14/04, respectivamente, no ponto mais ativo da tempestade  $0,7^{\circ}\text{S}-59,1^{\circ}\text{W}$ . Já as Figuras 2.17b-d-f mostram os perfis verticais de  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}$  e  $\text{NO}_2$ , concomitantemente, nos horários de 00:00 UTC e 08:00 UTC, ou seja, antes e depois da LICON I estar desenvolvida. Nota-se na Figura 2.17a uma maior concentração de  $\text{O}_3$  na média troposfera (máximo de 26 ppbv), aproximadamente no mesmo nível do observado na Figura 2.3. Além disso, é possível notar os *updrafts* e os *downdrafts* (linha preta) trazendo grande quantidade deste  $\text{O}_3$  em direção à superfície. A Figura 2.17b mostra que às 08:00 UTC, durante a presença da LICON I, ocorreu um aumento de  $\text{O}_3$  em baixos níveis.

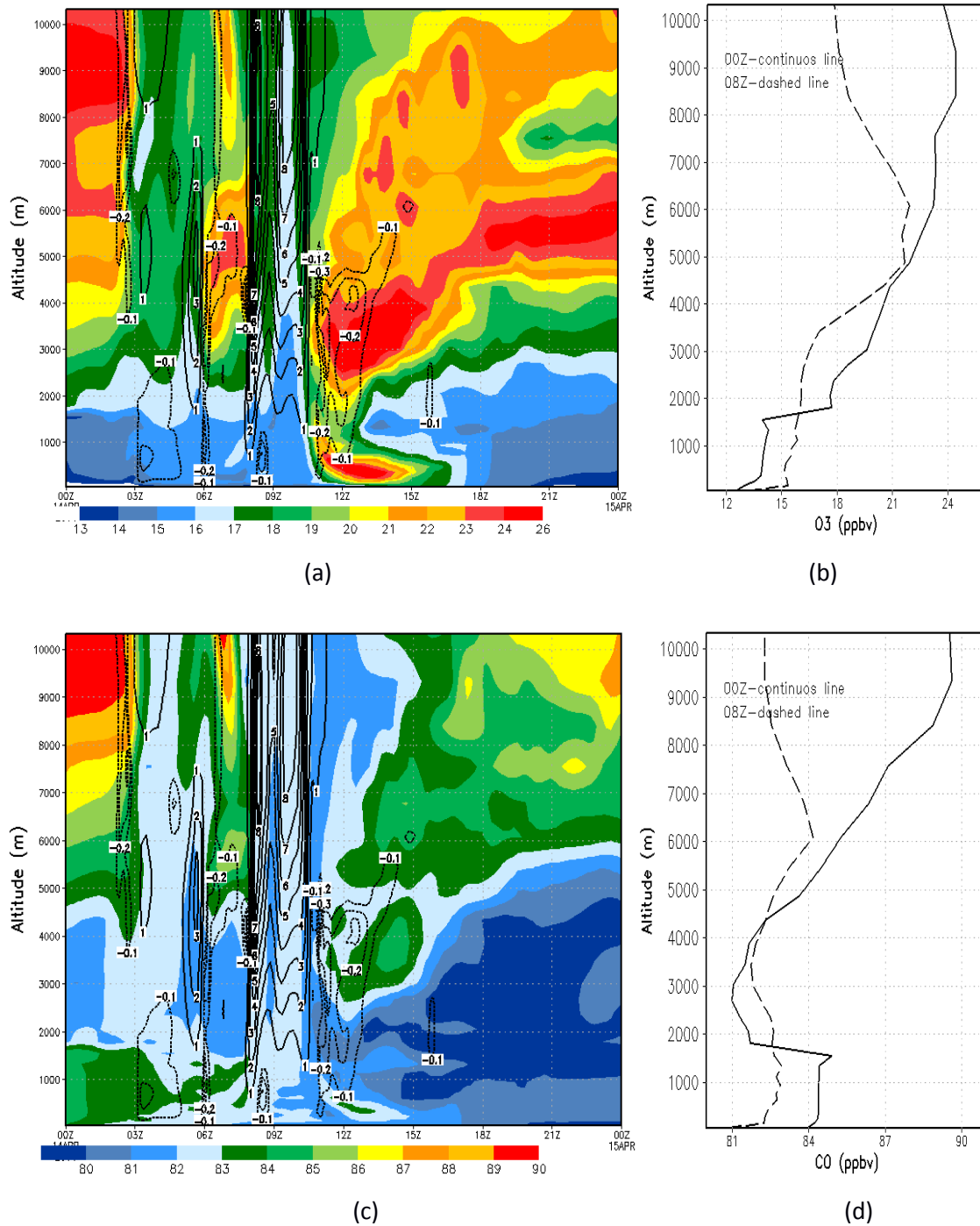


Figura 2.17- Seção transversal da concentração dos gases (a) O<sub>3</sub> (ppbv), (b) CO (ppbv) e (c) NO<sub>2</sub> (ppbv) (sombreado) e velocidade vertical (m/s) (linha preta) ao longo do dia 14/04 no ponto mais ativo da tempestade (0,7°S-59,1°W). E perfis verticais de (d) O<sub>3</sub>, (e) CO e (f) NO<sub>2</sub> às 00:00 UTC (linha contínua) e 08:00 UTC (linha tracejada).

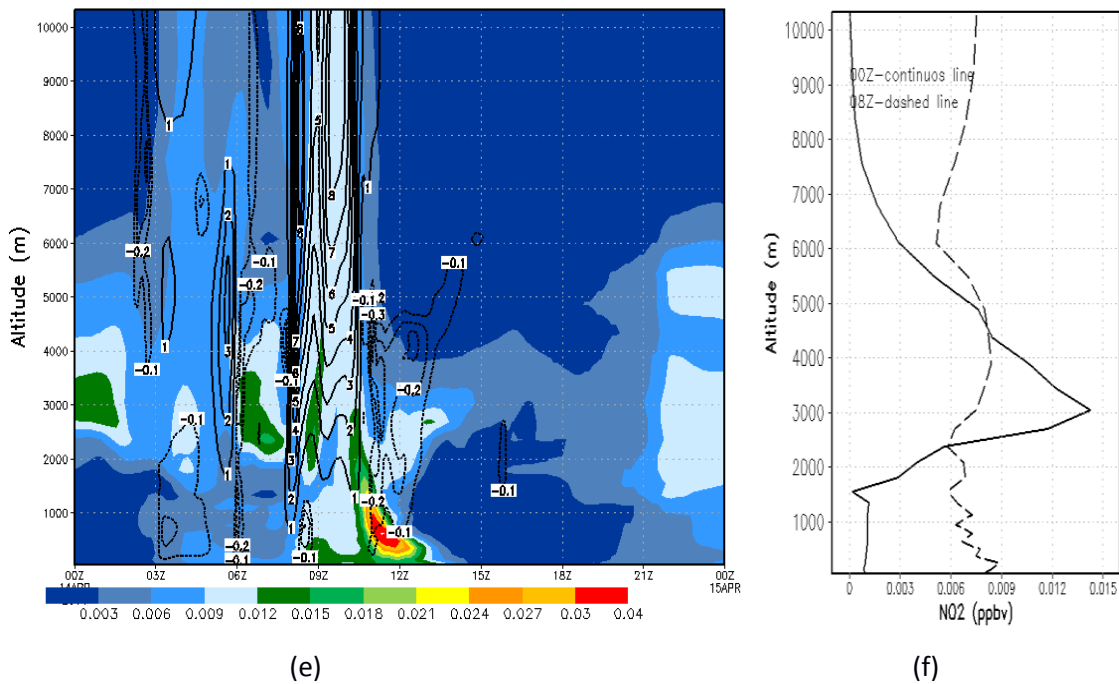


Figura 2.17- Continuação.

Também nota-se na Figura 2.17a pouco antes das 12:00 UTC até às 15:00 UTC que ocorreu um aumento considerável de  $O_3$  da média troposfera em direção a superfície. Esse transporte vertical de  $O_3$  ocorreu na presença de fortes *downdrafts* (linha tracejada preta na Figura 2.17a). Os resultados da simulação do dia 14/04 mostraram que às 12:00 UTC já havia acontecido a dissipação da LICON I (não mostrado). Contudo, foi observada uma nuvem isolada próximo das 12:00 UTC que causou fortes *downdrafts* neste ponto.

Apesar de o ponto mais ativo da convecção estar em um ponto relativamente distante do sítio de Manacapuru (Figuras 2.8 a-c), o  $O_3$  simulado também estava concentrado na média troposfera no momento da chuva (Figuras 2.9 e 2.10), semelhante ao que foi visto na região de Manacapuru para o dia 14/04 (Figuras 2.3 e 2.4). A quantidade de  $O_3$  simulado próximo à superfície está em concordância com os dados medidos no sítio experimental (Figura 2.7a).

Na Figura 2.17c observa-se uma diminuição na quantidade de CO (-10 ppbv) à medida que os *downdrafts* se aproximam da superfície, indicando assim que os movimentos descendentes estão limpando o ar, por isso ocorre a queda na concentração de CO em baixos níveis (-4 ppbv) (FREITAS *et al.*, 2003), além disso, a Figura 2.17d comprova isto, pois às 00:00 UTC a quantidade de CO na baixa troposfera é maior que das 08:00 UTC.

A Figura 2.17e apresenta o perfil vertical de  $NO_2$  ao longo do dia 14/04. O interessante neste perfil é que a média da concentração de  $NO_2$  permanece baixa durante quase todo o dia (de 0.003 a 0.009 ppbv). Contudo, vão ocorrendo pequenos aumentos na



baixa e média troposfera apenas nos horários dos *downdrafts*, chegando a atingir o valor máximo de 0.040 ppbv próximo da superfície.

A grande quantidade de O<sub>3</sub> na média troposfera e o aumento da concentração deste gás próximo da superfície pode ter provocado o aumento na concentração do NO<sub>2</sub>, pois, o O<sub>3</sub> reage com o óxido nítrico (NO) formando NO<sub>2</sub> e oxigênio molecular (O<sub>2</sub>) (GERKEN *et al.*, 2016). Na Figura 2.17f é possível ver este aumento no horário das 08:00 UTC.

## 2.4 Conclusões

No período chuvoso, na região central da bacia Amazônica, foi identificado o aumento da concentração do gás O<sub>3</sub> na superfície utilizando dados observacionais do projeto *GoAmazon (2014/15)*. Além disso, utilizando reanálises do ECMWF Era-Interim, observou-se uma “pluma” rica em O<sub>3</sub> na média troposfera e constatou-se que o O<sub>3</sub> presente na superfície foi proveniente desta pluma.

Comprovou-se a ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala do tipo Linhas de Instabilidade Continentais (LICON) no dia 14 de abril de 2014, que foram formados pela interação entre um Sistema Frontal com a atividade convectiva na Amazônia. Essas LICONs estão relacionadas com o aumento de O<sub>3</sub> na superfície, pois os *downdrafts* provenientes destes sistemas trouxeram este gás que estava na média troposfera para baixos níveis.

Através das simulações numéricas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS foi possível entender a estrutura tridimensional da dinâmica, termodinâmica e química da atmosfera durante a passagem da LICON I.

Com os resultados da simulação e os dados observacionais é possível concluir que os *downdrafts* provenientes das LICONs trouxeram um ar frio e rico em O<sub>3</sub> da média troposfera para a superfície, formando as correntes de densidade que se espalharam na forma de jatos de baixos níveis e, conseqüentemente, dispersaram o O<sub>3</sub> na superfície.

## Agradecimentos

Os autores agradecem ao *Climate Research Facility* do *Department of Energy* (DOE) dos Estados Unidos pelos dados concedidos do projeto *GoAmazon* e por todo suporte recebido, ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) pelos dados de reanálises cedidos, e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) por disponibilizarem o modelo JULES-CCATT-BRAMS. Além disso, agradecem ao Laboratório de Modelagem da Amazônia (LAMAZ) pelo auxílio técnico prestado e ao CNPq pela bolsa de Mestrado.

### 3 DISCUSSÕES GERAIS

#### 3.1 Resultados chave

Os dados medidos em superfície no sítio experimental de Manacapuru, na região central da Amazônia, apontaram aumentos superficiais de  $O_3$  entre os dias 10 e 14 de abril de 2014, adicionalmente, as reanálises do ECMWF Era-Interim mostraram uma pluma rica em  $O_3$  na média troposfera, também no mesmo período.

Observou-se nas imagens de satélite do dia 14/04 a formação de duas LIs devido à penetração de um sistema frontal que atingiu o sul da região amazônica neste período (SIQUEIRA E MACHADO, 2004; NEGRÓN-JUÁREZ *et al.*, 2010, 2017) e estas receberam o nome de Linhas de Instabilidade Continentais (LICONs).

Os dados coletados em Manacapuru mostraram que durante a passagem destas LICONs ocorreram precipitações intensas, seguidas de fortes *downdrafts*, aumentos repentinos na velocidade horizontal do vento, na pressão atmosférica, e na densidade do ar, seguidos de aumentos superficiais de  $O_3$ . Além disso, foram observadas quedas bruscas no  $\theta_e$  e na razão de mistura.

O modelo acoplado JULES-CCATT-BRAMS conseguiu simular apenas a primeira linha, chamada de LICON I, e esta não teve nenhuma célula convectiva que causou precipitação em Manacapuru. Escolheu-se então outro ponto a ser estudado, que foi chamado de ponto mais ativo da tempestade ( $0,7^\circ S-59,1^\circ W$ ), e utilizando os dados de reanálises do ECMWF Era-Interim comprovou-se que nessa nova localização também existia uma pluma rica em  $O_3$  na média troposfera entre 09 e 14 de abril de 2014.

Os resultados da simulação comprovaram que o  $O_3$  que atinge a superfície neste período está vindo da média troposfera, e que o aumento superficial deste gás foi causado pelos *downdrafts* gerados pela LICON I. Adicionalmente, as quedas na temperatura potencial equivalente e o aumento na densidade do ar confirmam que os *downdrafts* da LICON I trouxeram um ar mais frio, seco e denso para próximo da superfície, formando as correntes de densidade, que ao se propagarem pela superfície espalharam o gás  $O_3$  e geraram os jatos de baixos níveis.

Estes resultados mostram a importância de identificar as diversas origens do aumento de  $O_3$  na superfície. O  $O_3$  um gás muito tóxico, responsável por doenças crônicas na população e por afetar o desenvolvimento de plantas e outros vegetais, por isso o seu aumento na troposfera deve ser tratado com seriedade, principalmente, com a consciência de que os



gases traços, provenientes da poluição industrial e da queima de biomassa, podem ser transportados por quilômetros pelos SCMs, e espalhar-se na superfície através de JBNs formados pelas correntes de densidade dos *downdrafts*.

Além disso, os fortes ventos provenientes dos *downdrafts* das tempestades que formam os JBNs, conhecidos também como *blowdowns*, já causaram a mortalidade de milhares de árvores na região central da bacia amazônica (NÉGRÓN-JUARÉZ et al., 2010, 2017), o que serve de alerta para a defesa civil e para a navegação, no sentido de evitar ou amenizar os impactos resultantes desses sistemas; os perigos que podem causar à população.

### **3.2 Prioridades para pesquisas futuras**

Existe a necessidade de se investigar mais detalhadamente o desenvolvimento das Linhas de Instabilidade Continentais, chamadas aqui de LICONs. É importante saber a frequência com que elas ocorrem, a configuração desse sistema, as características da atmosfera que favorecem a sua formação, e estabelecer uma climatologia para esse tipo de LI.

Neste trabalho foi feito apenas o estudo de um caso, ou seja, de um dia do período chuvoso do ano de 2014. É importante aumentar a amostragem deste estudo, e realizar mais simulações com o modelo JULES-CCATT-BRAMS para entender a estrutura tridimensional da química e termodinâmica da atmosfera durante a passagem de outros sistemas convectivos de mesoescala.

## REFERÊNCIAS

- 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**, Santa Maria, v.33 n.2, p. 197-226, 2011.
- ALCÂNTARA, C.R.; SILVA DIAS; M.A.F., SOUZA, E.P.; COHEN, J.C.P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.
- ANDREAS, E. L.; CLAY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. **Boundary Layer Meteorology**, v.97, n.3, p.459-486, 2000.
- ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F. E.; CICCIOLI, P.; DA COSTA, A. L.; CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; GASH, J. H. C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A. O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C.; RUIVO, M. D. L. P.; SILVA-DIAS, M. A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; VON JOUANNE, J.; and WATERLOO, M. J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: the LBA-EUSTACH experiments. **J. Geophys. Res.**, v.107, n. d20, p.8066, 2002.
- BANTA, R, M.; SENFF, C. J.; WHITE, A. B.; TRAINDER, M.; MCNIDER, R. T.; VALENTE, R. J.; MAYOUR, S. D.; ALVAREZ, T. M. H.; PARRISH, D.; FEHSENFELD, F. C. Day-time buildup and nighttime transport of urban ozone in the boundary layer during a stagnation episode. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. d17, p. 22519-22544, 1998.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **J. Atmos. Sci.**, v.63, n.11, p. 2700–2719, 2006.
- BELA, M. M.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; MOREIRA, D.S.; BECK, V.; WOFSY, S.C.; GERBIG, C.; WIEDEMANN, K.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P. Ozone production and transport over the Amazon Basin during the dry-to-wet and wet-to-dry transition seasons. **Atmos. Chem. Phys.** v. 15, p. 757-782, 2015.
- BETTS, A. K. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. **J. Atmos. Sci.**, v.33, p.1008–1020, 1976.
- BETTS, A.K.; GATTI, L.V.; GORDOVA, A.M.; SILVA DIAS, M.A.F.; FUENTES, J.D. Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. d20, p.8046, 2002.
- BEST, M. J.; PRYOR, M.; CLARK, D. B.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; MÉNARD, C. B.; EDWARDS, J. M.; HENDRY, M. A.; PORSON, A.; GEDNEY, N.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; COX, P. M.; GRIMMOND, C. S. B.; HARDING, R. J. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes. **Geosci. Model Dev.**, v.4, p. 677–699, 2011.

BLUESTEIN, H. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: Oxford university Press, 1993. 594 p.

CAVALCANTI, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 113 f. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) -INPE, São José dos Campos, 1982.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul. In: CONGRESSO IBERO-AMERICANO DE METEOROLOGIA, Belo Horizonte-MG. **Anais...** Belo Horizonte: SBMet, 1982. p.144-147.

CICCIOLI, P.; CENTRITTO, M.; LORETO, F. Biogenic volatile organic compound emissions from vegetation fires. **Plant, Cell & Environment**, v. 37, n.8, p. 1810–1825, 2014.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climáanalise**, v.4, n.11, p.34-40., 1989.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n.11, p.3163-3174, 1995.

COHEN, J.C.P., **Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia**. 1996. 173 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

COHEN, J.C.P., et al. Linhas de instabilidade formadas ao longo da Costa Atlântica e no interior do continente: estudo de casos com modelo de alta resolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza. **Anais...** Brasília, DF: SBMET, 2004.

COHEN, J.C.P.; SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. D. W. Jatós de baixos níveis acima da Floresta Amazônica em Caxiuanã. **Revista Brasileira de Meteorologia**, LBA Special Edition, v. 21, n. 3b, p. 59-70, 2006.

COSTANTINO, L.; HEINRICH, P. Tropical deep convection and density current signature in surface pressure: comparison between WRF model simulations and infrasound measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.14, p. 3113-3132, 2014.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5-29, 2003.

CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; JONES, C. D.; GEDNEY, N.; BEST, M. J.; PRYOR, M.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; HARDING, R. J.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geosci. Model Dev.**, v.4, p. 701–722, 2011.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. (CPTEC). **Satélite-acervo de imagens. BRAMS-Brazilian developments on the Regional Atmospheric**

**Modeling System.** Disponível em: <<http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>>; <<http://brams.cptec.inpe.br/>>. Acesso em Ago-Dez.2017.

CRUTZEN, P.J. The role of NO and NO<sub>2</sub> in the chemistry of the troposphere and the stratosphere. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, v.7, p. 443–472, 1979.

CRUTZEN, P.J.; DELANY, A.C.; GREENBERG, J.; HAAGENSON, P.; HEIDT, L.; LUEB, R.; POLLOCK, W.; SEILER, W.; WARTBURG, A.; ZIMMERMAN, P. Tropospheric chemical composition measurements in Brazil during the dry season. **J.Atmos.Chem.**, v.2, p. 233-256, 1985.

CRUTZEN, P.J. The role of the tropics in atmospheric chemistry. In: DICKINSON, R.E. (edit.). **The geophysiology of Amazonia**. New York: John Wiley, 1987. p.107-130.

CRUTZEN, P.J.; ANDREAEE, M.O. Biomass burning in the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. **Science**, v. 250, p. 1669–1678, 1990.

DE OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, INPE, 134 f., 1986.

DIAS-JUNIOR, C.Q.; N. DIAS; J. FUENTES; M. CHAMECKI. 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. 1352-2310, 2017.

DUARTE, H. F.; LECLERC, M. Y.; ZHANG, G.; DURDEN, D.; KURZEJA, R.; PARKER, M.; WERTH, D. Impact of nocturnal low-level jets on near-surface turbulence kinetic energy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 156, n.3, p. 349–370, 2015.

FISHMAN, J.; MINNIS, P.; REICHLER-JUNIOR H.G. Use of satellite data to study tropospheric ozone in the tropics. **J. Geophys. Res.**, v. 91, p.14451-14465, 1986.

FOLKINS, I.; MARTIN, R.V. The vertical structure of tropical convection and its impact on the budgets of water vapor and ozone. **J. Atmos. Sci.**, v. 62, n.5, p.1560-1573, 2005.

FORTUNE, M.A.; KOUSKY, V.E. Two severes freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v.111, n.11, p.181-196, 1983.

FREITAS, S. R.; K. M. LONGO; M. A. F. SILVA DIAS; P. L. SILVA DIAS; R. CHATFIELD; E. PRINS; P. ARTAXO; F. S. RECUERO. Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South América. **Environmental Fluid Mechanics**, 5th RAMS Users Workshop Special Issue, 2003.

FREITAS, S. R.; K. LONGO; M. DIAS; R. CHATFIELD; P. DIAS; P. ARTAXO; M. ANDREAEE; G. GRELL; L. RODRIGUES; A. FAZENDA; J. PANETTA. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATTBRAMS). Part 1: Model description and evaluation. In **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v.7, p. 8571-8595, 2007.

- FREITAS, E. D.; MARTINS, L.D.; DIAS, P.L.D.; ANDRADE, M.D. A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the metropolitan area of Sao Paulo, Brazil: coupling and validation. **Atmospheric Environment**, v.39, n.34, p.6352-6361, 2005a.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R. et al. Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil. **Boundary Layer Meteorology**, v.122, n.1, p.43-65, 2007.
- FREITAS, S.R., et al. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. **Geosci. Model Dev. Discuss.**, v.10, p. 189-222, 2016.
- GAMACHE, J.F.; HOUZE JR, R.A. A mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v. 110, p.118-135, 1982.
- GANDU A.W.; COHEN J.C.P.; SOUZA J.R.S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical And Applied Climatology**, v.78, p.123- 135, 2004.
- GARRATT, J. R. Inland boundary layer at low latitudes. Part 1, the nocturnal jet. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 32, p. 307-327, 1985.
- GARSTANG, M.; MASSIE JR. H.L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v.112, p.608-622, 1994.
- GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. Oxford University Press, 1999. 405 p.
- GERKEN, T.; WEI, D.; CHASE, R.J.; FUENTES, J.D.; SCHUMACHER, C.; MACHADO, L.A.T.; ANDREOLI, R.V.; CHAMECKI, M.; DE SOUZA, R.A.F.; FREIRE, L.S.; JARDINE, A.B.; MANZI, A.O.; DOS SANTOS, R.M.N.; RANDOW, C.V.; COSTA, P.S.; STOY, P.C.; TÓTA, J.; TROWBRIDGE, A.M. Downward transport of ozone rich air and implications for atmospheric chemistry in the Amazon rainforest. **Atmospheric Environment**, v. 124, p. 64-76, 2016.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 21, p.1-15, 2006.
- GRAY, U. J. JR.; CLAPP, P.F. An interaction between low-and high-latitudes cloud band recorded on GOES-I imagery. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 59, n.7, p. 808-809, 1978.
- GRECO, S. et al. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 95, p. 17001-17014, 1990.

- GREENBERG, J.P.; ZIMMERMAN, P.R.; HEIDT, L.; POLLOCK, W. Hydrocarbon and carbon monoxide emissions from biomass burning in Brazil. **J. Geophys. Res.**, v.89, p.1350-1354, 1984.
- GREGORY, G.L.; BROWELL, E.V.; WARREN, L.S. Boundary layer ozone: an airborne survey above the Amazon Basin. **J. Geophys. Res.**, v.93, p.1452-1468, 1988.
- GRELL, G. A.. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations within a generalized framework. **Mon. Wea. Rev.**, v.121, p.764-787,1993.
- GRELL, G.A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, **Geoph. Res. Let.**, v.29, n.14, p. 1693. 2002.
- GRELL, G. A.; FREITAS, S.R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmos. Chem. Phys.**, v.14, p. 5233, 2014.
- GREWE, V. The origin of ozone. **Atmospheric hemistry and Physics**, v.6, n.6, p.1495-1511, 2006.
- GU, L.; BALDOCCHI, D.; VERMA, S.B.; BLACK, T.A.; VESALA, T.; FALGE, E.M.; DOWTY, P.R. Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. d6, p.1-23, 2002.
- HAMILTON, R.A.; ARCHBOLD, J.W. Meterology of Nigeria and adjacente territory. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.71, p. 231-262, 1945.
- HAMILTON, M.G.; TARIFA, J.R. Synoptic aspects of polar outbreak leading to frost in tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, v.106, n.11, p.1545-1556, 1978.
- HOLTON, J.R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. Ed. Washington : University of Washington. Department of Atmospheric Sciences, 2004. 535 p. (Serie, v. 88).
- HOUZE JR, R. A. Structure and dynamic of a tropical squall-line system. **Monthly Weather Review**, v.105, p. 1540-1567, 1977.
- HOUZE JR, R. A. **Clouds dynamics**. [S.l.:s.n.], 1993. 606 p, (International Geophysics Series, v.53).
- JACOB, D. A.; HEIKES, B. G.; FAN, S.M.; LOGAN, J.A; MAUZERALL, D.L; BRADSHAW, J.D; SINGH, H.B.; GREGORY, H.B.; TALBOT, R.W.; BLAKE, D.R.; SACHSE, G.W. Origin of ozone and NO<sub>x</sub> in the tropical troposphere: A photochemical analysis of aircraft observations over the South Atlantic basin. **J. Geophys. Res.**, v.101, p. 24 069–24082, 1996.
- KHAIROUTDINOV, M. F.; RANDALL, D. A. High simulation of shallow-to-deep convection transition over land. **J. Atmos. Sci.**, v.63, p.3421–3436, 2006.



KIRCHHOFF, V.W.J.H. Surface ozone measurements in Amazonia. **J. Geophys. Res.**, v.93, p. 1469-1476, 1988.

KIRCHHOFF, V.W.J.H.; DA SILVA, I.M.O.; BROWELL, E.V. Ozone measurements in Amazonia: dry season versus wet season. **J. Geophys. Res.**, v.95, p.16913–16926, 1990.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonia**, v. 11, n.4, p. 743-758, 1981.

KOUSKY, V.E.; MOLION, L.C.B. Uma contribuição à climatologia da dinâmica da atmosfera sobre a Amazônia. **São José dos Campos-INPE**, INPE-2030-RPI-50, 1981.

KUHN, U.; GANZVELD, L.; THIELMANN, A.; DINDORF, T.; SCHEBESKE, G.; WELLING, M.; ANDREAE, M. O. Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere: ozone production, precursor sensitivity and aerosol load. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 10, p. 9251–9282, 2010.

LOGAN, J.A. Tropospheric ozone: Seasonal behavior, trends and anthropogenic influence. **J. Geophys. Res.**, v.90, n.10, p.463-482, 1985.

LOGAN, J.A.; KIRCHHOFF, V.W.J.H. Seasonal variations of tropospheric ozone at Natal, Brazil. **J. Geophys. Res.**, v.91, p. 7875-7881, 1986.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M. et al. The chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geos. Model Devel.**, v.6, p.1389, 2013.

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S.R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric CO<sub>2</sub> variations in the Tapajós region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. 1-17, 2005.

MAHRT, L.; HEALD, R. C.; LENSCHOW, D. H.; STANKOV, B. B.; TROEN, I. An observational study of the structure of the Nocturnal Boundary Layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 17, n.2, p. 247-264, 1979.

MAHRT, L. Modeling the depth of the stable boundary-layer. **Boundary Layer Meteorology**, v.21, p. 3-19, 1981.

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

MARENGO, J. A.; C. A. NOBRE; A. D. CULF. Climatic impacts of “friagens” in forested and deforested areas of the Amazon basin. **J. Appl. Meteor.**, v.36, p.1553–1566, 1997.

MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W.R. Jatos de baixos níveis ao longo dos Andes. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.169-180.

MARTIN, S.T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; FAN, J.; FISCH, G.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; JIMENEZ, J. L.; PÖSCHL, U.; SILVA DIAS, M. A.; SMITH, J. N.; WENDISCH, M. Introduction: observations and modeling of the green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmos. Chem. Phys.**, v.16, p.4785–4797, 2016.

MATHER, J.H.; VOYLES, J.W. THE ARM CLIMATE RESEARCH FACILITY-A Review of Structure and Capabilities. **American Meteorological Society**, v.94, n.3, p. 377-392, 2013.

MATOS, A.P.; COHEN, J.C.P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 36, n.2, p. 21-27, 2014.

MOENG, C. H.; SULLIVAN, P. P. A Comparison of Shear- and Buoyancy-Driven Planetary Boundary Layer Flows. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n.7, p. 999-1022, 1994.

MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. In: DICKERSON, R. (Ed.). **The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**. [S.l.]: Wiley Interscience, 1987. p.391-407.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; ROSÁRIO, N. M. É.; LONGO, K. M.; MILLER, J. B.; GLOOR, M.; GATTI, L. V. Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS 10 atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO<sub>2</sub> budget in South America. **Geos. Model Devel.**, v.6, p.1243-1259, 2013.

NEGRÓN-JUÁREZ, R.I.; CHAMBERS, J.Q.; GUIMARAES, G.; ZENG, H.; RAUPP, C.F.M.; MARRA, D.M.; RIBEIRO, G.H.P.M.; SAATCHI, S.S.; NELSON, B.W.; HIGUCHI, N. 2010. Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross basin squall line event. **Geophys. Res. Lett.**, v. 37, p. 1-5, 2010.

NEGRÓN-JUÁREZ, R.I.; H. S. JENKINS; C. F. M. RAUPP; W. J. RILEY; L. M. KUEPPERS; D. MAGNABOSCO MARRA; G. H. P. RIBEIRO; M. T. MONTERIO; L. A. CANDIDO; J. Q. CHAMBERS; N. HIGUCHI. Windthrow Variability in Central Amazonia. **Atmosphere**, v.8, n.28, p. 1-5, 2017.

NOGUEIRA, D.S. **Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos**. 2008. 142 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará, 2008.

OLIVEIRA, A. P. **Planetary boundary layer dynamics over the Amazon rain forest**. 1990. 296 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - State University of New York at Albany, Albany, 1990.

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., p.1254-1264, 2015.



OLTMANS, S.J.; KOMHYR, W.D. Surface ozone distributions and variations from 1973-1984 measurements at the NOAA Geophysical Monitoring for Climatic Change Baseline Observatories. **J. Geophys. Res.**, v.91, p. 5229-5236, 1986.

PAEGLE, J.; RASCH, G. E. Three-Dimensional Characteristics of Diurnally Varying Boundary-Layer Flows. **Monthly Weather Review**, v. 101, p. 746-750, 1973.

PARMENTER, F.C. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 57, n.12, p.1435-1440, 1976.

PICKERING, K.E.; THOMPSON, A.M.; WANG, Y.; TAO, W.K.; MCNAMARA, D.P.; KIRCHHOFF, V.W.J.H.; HEIKES, B.G.; SACHSE, G.W.; BRADSHAW, J.D.; GREGORY, G.L.; BLAKE, D.R. Convective transport of biomass burning emissions over Brazil during TRACE A. **J. Geophys. Res. Atmos**, v.101, n.19, p. 23993-24012, 1996.

POULOS, G. S.; BLUMEN, W.; FRITTS, D. C.; LUNDQUIST, J. K.; SUN, J.; BURNS, S. P.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M. CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n.4, p. 555-581, 2002.

RAFKIN, S. C. R.; BARTH, E. L. Environmental control of deep convective clouds on titan: The combined effect of cape and wind shear on storm dynamics, morphology, and lifetime. **Journal of Geophysical Research**, v.120, n.4, p.739-759, 2015.

RAMOS DA SILVA, R.; D. WERTH; R. AVISSAR. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on the Amazon Basin Wet-Season Climate. **J. Climate**, v.21, n.6, p.1153-1170, 2008.

ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no Brasil: análise das condições médias para o período de 1971-1990. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, p.113-122, 2004.

ROSSATO, L.; ANGELIS, C.F.; ALVALÁ, R.C.S. Impacto das características da superfície terrestre no algoritmo de inferência da umidade do solo no Brasil, utilizando observações do sensor AMSR-E/AQUA. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, p. 137-156, 2013.

RUMMEL, U. ; AMMANN, C.; KIRKMAN, G. A.; MOURA, M. A. L.; FOKEN, T.; ANDREAE, M. O.; MEIXNER, F.X. Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rain forest in southwest Amazonia. **Atmos. Chem. Phys.**, v.7, p. 5415-5435, 2007.

SACHSE, G.W.; HARRISS, R.C.; FISHMAN, J.; HILL., G.F.; CAHOON, D.R. Carbon monoxide in the atmosphere over the Amazon Basin during the 1985 dry season. **J. Geophys. Res.**, v.93, p.1422-1430, 1988.

SANTANA, R. A. S. D.; TOTA, J.; SANTOS, R. M. N. D.; VALE, R. S. D. Estabilidade e estrutura da turbulência sob a influência de jatos de baixos níveis noturnos no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, p. 405-414, 2015.

SAVIJÄRVI, H.; AROLA, A.; RÄISÄNEN, P. Short-wave optical properties of precipitating water clouds. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.123, p. 883-899, 1997.

- SAVIJARVI, H.; RAISANEN, P. Long-wave optical properties of water clouds and rain. **Tellus A**, v.50, p. 1–11, 1998.
- SIGLER, M.J.; FUENTES, J.D.; HEITZ, C.R.; GARSTANG, M.; FISCHE, G. Ozone dynamics and deposition processes at a deforested site in the Amazon Basin. **AMBIO**, v.31, n.1, p.21-27, 2002.
- SIQUEIRA, J.R.; MACHADO, L.A.T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1754-1765, 2004.
- SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modeling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p.111-121, 2004.
- SILVA DIAS, M.A.F.; DA SILVA, M.G.A.J. Para Entender Tempo e Clima. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.15-23.
- SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; WANG, W.; POWERS, J.G. **A description of the advanced research WRF version 3**. NCAR Technical Note TN-468+STR, 2008. 113 p.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.
- SUN, Z; SHINE, K. P. Studies of the radiative properties of ice and mixed-phase clouds. **Q. J. Roy. Meteor.Soc.**, v.120, p.111–137, 1994.
- TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: the role of cold pools. **J. Atmos. Sci.**, v.58, p.1650–1672, 2001.
- THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; RASMUSSEN, R. M.; HALL, W.D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, v.136, p. 5095–5115, 2008.
- THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation 5 development in a large winter cyclone. **J. Atmos. Sci.**, v. 71, p. 3636- 3658, 2014.
- TOON, O. B.; MCKAY, C. P.; ACKERMAN, T. P.; SANTHANAM, K. Rapid Calculation of Radiative Heating Rates and Photodissociation Rates in Inhomogeneous Multiple Scattering Atmospheres. **J. Geophys. Res.**, v.94, p.16287-16301, 1989.
- TORRES, A.L.; BUCHAN, H. Tropospheric nitric oxide measurements over the Amazon Basin. **J. Geophys. Res.**, v.93, p.1396-1406, 1988.
- TREBS, I.; O. L. MAYOL-BRACERO; T. PAULIQUEVIS; U. KUHN; R. SANDER; L. GANZEVELD; F. X. MEIXNER; J. KESSELMEIER; P. ARTAXO; M. O. ANDREA. Impact of the Manaus urban plume on trace gas mixing ratios near the surface in the Amazon Basin: Implications for the NO-NO<sub>2</sub>-O<sub>3</sub> photostationary state and peroxy radical levels. **J. Geophys. Res.**, v.117, p. 1-16, 2002.

TREWARTH, G.T. **The earth's problem climate**. Madison, MD: University of Wisconsin Press, 1961. 334 p.

WALKO, R.; BAND, L.; BARON, J.; KITTEL, F.; LAMMERS, R.; LEE, T.; OJIMA, D.; PIELKE, R.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.; VIDALE, P. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental Modeling. **J. Appl. Meteorol.**, v.39, p. 931–944, 2000.

WISSMEIER, U.; GOLER, R. A comparison of tropical and midlatitude thunderstorm evolution in response to wind shear. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, p. 2385–2401, 2009.

ZHANG, R.; TIE, X.; BOND, D.W. Impacts of anthropogenic and natural NO<sub>x</sub> sources over the U.S. on tropospheric chemistry. **Proc. Natl. Acad. Sci.**, v.100, n.4, p. 1505–1509, 2003.

ZIPSER, E.J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall line circulation. **Monthly Weather Review**, v.105, p.1568–1589, 1977.