

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

EIKY TATSUYA ISHIKAWA DE MORAES

SIMULAÇÕES DE ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA LIMITE
NOTURNA AMAZÔNICA E SUA INFLUÊNCIA NAS TROCAS DE OZÔNIO
E MONÓXIDO DE CARBONO

EIKY TATSUYA ISHIKAWA DE MORAES

**SIMULAÇÕES DE ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA LIMITE
NOTURNA AMAZÔNICA E SUA INFLUÊNCIA TROCAS DE OZÔNIO E
MONÓXIDO DE CARBONO**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) em convênio com EMBRAPA – Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito final para a obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental Na Amazônia.

Linha de pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

Orientador: Dr^a. Julia Clarinda Paiva Cohen.

Coorientador: Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior.

Belém-PA
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M827s Moraes, Eiky Tatsuya Ishikawa de
Simulações de ondas de gravidade na camada limite
noturna amazônica e sua influência nas trocas de ozônio
e monóxido de carbono / Eiky Tatsuya Ishikawa de
Moraes. — 2020.
65 f. : il. color.

Orientador(a): Prof^a. Dra. Julia Clarinda Paiva
Cohen Coorientador(a): Prof. Dr. Cléo Quaresma Dias
Júnior

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-
Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém,
2020.

1. Modelagem numérica. 2. Ondas de gravidade. 3.
Camada limite noturna. 4. BRAMS. I. Título.

CDD 620.8

EIKY TATSUYA ISHIKAWA DE MORAES

**SIMULAÇÕES DE ONDAS DE GRAVIDADE NA CAMADA LIMITE
NOTURNA AMAZÔNICA E SUA INFLUÊNCIA NAS TROCAS DE OZÔNIO
E MONÓXIDO DE CARBONO**

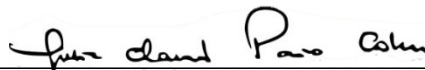
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, da Universidade Federal do Pará em parceria com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental Na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

Aprovada em: 30/06/2020.

Banca Examinadora:



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



Prof. Cléo Quaresma Dias Júnior - Coorientador
Doutor em Clima e Ambiente
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará



Prof. José Henrique Cattanio - Avaliador Interno
Doutor em Agronomia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza - Avaliador Interno
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Hardiney dos Santos Martins - Avaliador Externo
Doutor em Física
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida e saúde a mim atribuídos, e a cada dia da minha singela jornada da vida.

Agradeço à minha família, meus pais e irmãs, por cada ato de amor, afeto, tempo a mim doados ao longo de toda a minha existência, e por cada palavra de apoio até este momento.

À minha namorada e futura esposa, Geovanna, que, como foi até hoje, sempre apoiou e sempre me apoiará e fortalecerá todas as minhas escolhas.

À professora Julia Cohen, que sempre muito firme me passou tantos conhecimentos e ensinamentos, acadêmicos e de vida, e por toda a paciência e crença em mim, que possuía rasos conhecimentos da Meteorologia, mas nunca deixou de doar seu tempo.

Ao professor Cléo Quaresma Dias Júnior, por muito mais que a co-orientação, mas também por cada palavra de apoio, cada ligação, explicação e direcionamento científico, e pela paciência e tempo a mim doados.

Ao professor Paulo Kuhn, com toda a sua expertise, paciência, conversas e compreensão, seja para repassar conhecimento ou me salvar de enrascadas do cluster. E às minhas amigas Adriana Lira e Edilane Negrão por cada conversa e risada.

Ao Laboratório de Modelagem da Amazônia (LAMAZ) pelo auxílio técnico e possibilidade de utilização do JULES-CCATT-BRAMS.

Ao Flávio D'Oliveira que com o tempo se tornou um amigo e que por vezes, me ensinou e salvou em diversas situações, aos queridos Guilherme Camarinha Neto e Adayanna Melo.

Aos meus amigos Emerson, Ermano, Diego Bautista e Miguel Angel Toledo Cruz que o PPGCA me deu a oportunidade de conhecer, principalmente este último que é um irmão agora.

Ao corpo docente e estrutura do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais.

Ao projeto *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO) pelos dados experimentais cedidos à minha pesquisa.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) por disponibilizar o modelo de mesoescala JULES-CCATT-BRAMS.

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

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado concedida.

À Sra. Lúcia Imbiriba e todos da Biblioteca do Instituto de Geociências pelas orientações normativas do programa e ajuda com as correções da presente Dissertação.

RESUMO

O trabalho tem como objetivo principal averiguar a influência da topografia na geração de ondas de gravidade (OGs) e suas conseqüentes implicações no transporte de gases entre diferentes partes da atmosfera, no período noturno, sobre o sítio experimental ATTO (*Amazon Tall Tower Observatory*), localizado no município de São Sebastião do Uatumã-AM, na região central da Amazônia. Utilizou-se dados experimentais coletados na torre *Instant* de 81 m de altura. Para a obtenção dos resultados foram usados a transformada *wavelet* de Morlet, imagens do satélite GOES-13 na banda do infra-vermelho, reanálises do ECMWF Era-Interim (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) e simulações numéricas do modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) versão 5.3. Através das análises da transformada *wavelet* identificou-se a ocorrência de uma OG na noite do dia 12 para 13 de novembro de 2015. As imagens de satélite mostraram que não houve precipitação ~~no dia~~ na noite em questão, anulando a possibilidade da OG ser de origem convectiva. Recorreu-se então às reanálises do ECMWF Era-Interim onde foi identificado também sinais ondulatório na temperatura do ar, componente vertical do vento e gases como CO e O₃. Foram então simulados dois experimentos no modelo JULES-CCATT-BRAMS, um com a topografia real da região (SC) e outro removendo-se a topografia (ST). Os resultados das simulações mostraram que a topografia da região intensificava o sinal da OG nas oscilações da: temperatura do ar, da componente vertical do vento, na flutuabilidade do ar. Além disso, notou-se também para a simulação SC a onda transportava O₃ e CO de regiões onde haviam fontes de queimadas para o sítio ATTO, fato este não observado de maneira significativa na simulação ST. Por fim, as simulações comprovaram que a topografia teve papel relevante na geração e intensificação da OG e sua ação no transporte de escalares próximo à superfície.

Palavras-chave: Modelagem numérica. Ondas de gravidade. Camada limite noturna. BRAMS.

ABSTRACT

The main objective of this work is to investigate the influence of topography on the generation of gravity waves (OGs) and their consequent implications on gas transport between different parts of the atmosphere, at night, at the ATTO (Amazon Tall Tower Observatory) experimental site, in the municipality of São Sebastião de Uatumã-AM, in the central region of the Amazon. The experimental data was collected at the ATTO site in the Instant tower of 81 m height. To reach the results, we used Morlet's wavelet transform method, image from the GOES-13 satellite in the infrared band, reanalysis from the ECMWF Era-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) and numerical simulations of the mesoscale model BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) version 5.3. Firstly, an occurrence of OG on the night of the 12th to the 13th of November 2015, through the analysis via wavelet transform. Satellite images showed that rain events did not occur on the night in question, which allowed the annulment of the possibility that the OG had a convective origin. The ECMWF Era-Interim reanalysis were then used, and wave signals were also identified in the air temperature, vertical component of the wind and gases such as CO and O₃. Two experiments were then simulated in the JULES-CCATT-BRAMS model, one with the real topography of the region (SC) and the other with the removal of the topography (ST). The simulations results showed up that the presence of the topography intensifies the OG action in air temperature oscillations, in the movement of vertical wind components and in air floatage. Furthermore, the wave transported O₃ and CO from burn regions to the ATTO site, a fact that is not significantly observed in ST simulation. Lastly, the simulations proved that the topography had a relevant role in the generation and intensification of OG and its actions in scalars transport near the surface.

Keywords: Numerical Modeling. Gravity Waves. Nocturnal Boundary Layer. BRAMS.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Esquema da evolução da estrutura da CLA continental típica de latitudes médias ao longo de um dia.....	15
Figura 2 – Mapa de localização do sítio ATTO.....	21
Figura 3 – Torre ATTO e seu entorno.....	22
Figura 4 – Instrumentação de coleta de dados da Torre <i>Instant</i> : a) aneômetro sônico 3D; b) pluviômetro TB4; c) analisador de gás G1302; d) analisador de gás TEI 49i.....	23
Figura 5 – Distribuição da topografia e rios no domínio da grade utilizada no experimento Controle.....	26
Figura 6 – Transformada wavelet de Morlet para a noite de 12 a 13 de novembro de 2015: a) w versus Temperatura do ar (T); b) w versus CO_2 (c); c) w versus vapor d'água (q); u versus Temperatura do ar (T); e coerência entre fases (sombreado).....	28
Figura 7 – Serie temporal da (a) temperatura do ar (K) e (b) velocidade do vento (m/s) no sítio ATTO entre os dias 12 e 13 de novembro de 2015. As linhas verticais pretas marcam o período em que essa OG esteve ativa.....	29
Figura 8 – Imagem do satélite GOES-13 no canal do infravermelho, representando a temperatura de topo de nuvem, às 02:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015. O quadrado vermelho demonstra a localização do sítio ATTO.....	30
Figura 9 – Perfil vertical da intensidade do vento (sombreado, m/s) e componente vertical do vento (linhas pretas, m/s) na Latitude $2^{\circ}08'S$ para: experimento Controle (a1) às 15:00 UTC e (b1) às 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015, respectivamente. Experimento sem topografia (a2) às 15:00 UTC e (b2) às 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015, respectivamente. Torre ATTO na Longitude $58^{\circ}59'59'' W$ (barra vermelha).....	31

Figura 10 – Perfil vertical da temperatura do ar (sombreado, °C) e componente vertical do vento (linhas pretas, m/s) na Latitude 2°08’S para: experimento Controle (a1) as 15:00 UTC e (b1) as 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015; experimento sem topografia (a2) às 15:00 UTC e (b2) as 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015. Torre ATTO na Longitude 58°59’59’’ W (linha vermelha).....33

Figura 11 – Perfil vertical da velocidade vertical do vento na latitude do sítio ATTO (2°08’S) às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015, para o Experimento Controle (a) e Experimento Sem Topografia (b). As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente; as setas amarelas demonstram a movimentação de subida e descida do vento (sinal ondulatório). Torre ATTO na Longitude 58°59’59’’ W (linha azul).....34

Figura 12 – Perfil vertical do vento horizontal (setas, m/s) e da componente vertical do vento (linhas coloridas, m/s) na latitude do sítio ATTO (2°08’S), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015 para o Experimento Controle (a) e Experimento Sem Topografia (b). Torre ATTO na Longitude 58°59’59’’ W (linha azul)35

Figura 13 – a) Série temporal do experimento controle – a1) da temperatura do ar (°C), b1) intensidade do vento (m/s); Série temporal do experimento sem topografia - a2) da temperatura do ar (°C), b2) intensidade do vento (m/s). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.....36

Figura 14 – a) Série temporal do experimento controle – a1) da temperatura do ar (°C), b1) intensidade do vento (m/s); Série temporal do experimento sem topografia- a2) da temperatura do ar (°C), b2) intensidade do vento (m/s). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.....37

Figura 15 – Simulação da seção transversal da *Buoyancy* em m/s² (sombreado), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude 58°59’59’’ W (linha vermelha).....38

- Figura 16 – a) Série temporal do experimento controle – a1) do Ozônio (ppbv), b1) do Monóxido de Carbono (ppbv); Série temporal do experimento sem topografia- a2) do Ozônio (ppbv), do Monóxido de Carbono (ppbv). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.....40
- Figura 17 – Perfil vertical da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) e velocidade vertical do vento (linhas pretas, m/s) para o experimento controle (a) e sem topografia (b), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude 58°59'59" W (barra vermelha).....41
- Figura 18 – Mapa de ocorrência de focos de queimada na região central da Amazônia no período de 12:00 UTC do dia 12 de novembro a 12:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015).....42
- Figura 19 – Distribuição horizontal da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) para o experimento controle, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1). às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1). às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1). às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1). às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).....43
- Figura 20 – Distribuição horizontal da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) para o experimento sem topografia, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1). às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1). às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1). às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1). às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3)....45
- Figura 21 – Perfil vertical da concentração do CO (sombreado, ppbv) e velocidade vertical do vento (linhas pretas, m/s) para o experimento controle (a) e sem topografia (b), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude 58°59'59" W (barra vermelha).....47

Figura 22 – Distribuição horizontal da concentração do CO (sombreado, ppbv) para o experimento controle, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1). às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1). às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1). às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1). às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).....47

Figura 23 – Distribuição horizontal da concentração do CO (sombreado, ppbv) para o experimento sem topografia, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1). às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1). às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1). às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1). às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).....49

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATTO	<i>Amazon Tall Tower Observatory</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
CARMA	<i>Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres</i>
CCATT	<i>Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport</i>
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLN	Camada Limite Noturna
CM	Camada de Mistura
EC	<i>Eddy Covariance</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
INPA	Instituto Nacional de Pesquisas Amazônicas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JULES	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i>
LBA	<i>Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia</i>
OGs	Ondas de Gravidade
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TW	Transformada Wavelet

LISTA DE SÍMBOLOS

O_3	Ozônio
CO_2	Dióxido de Carbono
CO	Monóxido de Carbono
NO	Monóxido de Nitrogênio
NO_x	Óxidos de Nitrogênio
$\Psi_{p,a,b}$	Função <i>Wavelet</i>
$\Psi(\frac{t-b}{a})$	<i>Wavelet</i> Mãe
ω_0	Frequência Adimensional
W_{wT}	Potência da <i>Wavelet</i> Cruzada
θ	Temperatura Potencial

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 REFERENCIAL TEÓRICO	17
2.1 Camada limite.....	17
2.2 Ondas de gravidade.....	19
2.3 Transporte de escalares	20
2.4 Transformada <i>wavelet</i>	21
3 OBJETIVOS	23
3.1 Geral.....	23
3.2 Específicos.....	23
4 HIPÓTESES	24
5 MATERIAL E MÉTODOS	25
5.1 Caracterização da área de estudo	25
5.2 Dados experimentais	26
5.3 Modelagem numérica.....	28
5.4 Detecção de ondas de gravidade acima da floresta amazônica	31
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
6.1 Detecção de uma onda de gravidade acima do sítio ATTO	33
6.2 Simulação dos perfis de vento e temperatura.....	35
6.3 Detecção da OG orográfica via modelo	40
6.4 Simulação dos gases transportados pela onda de gravidade	44
6.3.1 Ozônio	45
6.3.2 Monóxido de carbono.....	51
7 CONCLUSÕES.....	57
REFERÊNCIAS	58

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia é a principal floresta tropical do mundo, fonte de diversos estudos sobre sua diversidade animal e vegetal (GARDA; SILVA; BAIÃO, 2010; RITTER et al., 2017; ANTONELLI et al., 2018), capacidade fotossintética e de geração de convecção para boa parte do continente (FEARNSIDE, 2004; ROCHA et al., 2017). Contudo, a investigação do escoamento turbulento acima e dentro do dossel florestal amazônico ainda necessita de um melhor entendimento (ZÉRI; SÁ, 2011), principalmente o escoamento na camada limite noturna (CLN).

Na CLN há a ocorrência de complexas interações entre diferentes escalas do escoamento, além da turbulência se apresentar frequentemente de forma intermitente. Uma das principais causas da intermitência são os movimentos de escalas conhecidas como submeso (MAHRT, 2014). Mesmo que tenha havido progresso na compreensão de vários aspectos da CLN (SUN et al., 2015), as características das interações entre turbulência e movimentos de submesos ainda são pouco compreendidas.

Contudo, sabe-se que tais interações representam um problema crítico para uma estimativa correta das trocas de massa e energia que ocorrem próximo à superfície (MAHRT, 2014; NAPPO et al., 2014). O comportamento de movimentos turbulentos e não turbulentos na CLN não é bem descrito pelas teorias clássicas da camada limite atmosférica (CLA) e essa falta de entendimento aumenta com a intensificação da estratificação (BELUŠIC; GÜTTLER, 2010; GÜTTLER; BELUŠIC, 2012; ACEVEDO et al., 2014).

Movimentos de submeso geralmente referem-se a movimentos não turbulentos menores do que os tradicionalmente classificados como movimentos de mesoescala. Eles incluem uma complexa mistura de processos não-estacionários e estocásticos de diferentes naturezas (como correntes de densidade, *microfronts*, ondas de gravidade, jatos de baixos níveis, dentre outros) em escalas que separam os principais turbilhões turbulentos e os menores movimentos de mesoescala (MAHRT, 2014; SUN et al., 2015).

Um dos exemplos de movimentos de submeso são os movimentos ondulatórios atmosfera, fenômeno comum na CLN (NAPPO, 2002). Entre os fenômenos ondulatórios mais importantes estão as ondas de gravidade (OGs) por sua possível interação de modo linear com a turbulência e por elas induzirem os fluxos turbulentos de massa e energia que são frequentemente fracos, intermitentes e complexos demais para serem corretamente introduzidos em parametrizações na CLN (FERNANDO; WEIL, 2010).

Vários trabalhos nas últimas décadas foram realizados no sentido de se obter um melhor

conhecimento do papel das OGs nos processos de trocas próximo à superfície. Dentre eles destacam-se os trabalhos de Nappo (1991), que descrevem as bases teóricas para os estudos das OGs, usando para isso dados oriundos de torres micrometeorológicas, via transformada wavelet, além de modelagem numérica. Outro trabalho importante foi o de Costantino e Heinrich (2014) que fizeram experimentos na região oeste da África e, utilizando dados detectados por infrassom e simulação numérica, foram capazes de modelar a ocorrência de OGs, em simulações bi e tridimensionais. A modelagem como ferramenta para a investigação das principais características e gêneses das OGs também foi usada nos trabalhos de Fovell et al. (1992), Piani et al. (2000), Song et al. (2003), dentre outros.

Os estudos com modelagem têm se mostrado eficazes devido a possibilidade de uma melhor compreensão tridimensional da estrutura e da dinâmica das OGs, e do que ocorre ao seu entorno (LANE; KNIEVEL, 2005). Outra vantagem da utilização de simulações é a aplicação de filtros ou condicionantes no modelo. A título de exemplo, Fovell et al. (1992) simularam a diferença da origem e propagação de OGs na presença e ausência do escoamento básico. Como resultado, obtiveram que as OGs eram excitadas por tempestades convectivas devido as correntes ascendentes, na ausência desse escoamento. Contudo, com a inserção do escoamento básico, na simulação do modelo, ocorria um enfraquecimento do movimento de subida, e uma nova classe de OGs era gerada, semelhantes a ondas induzidas pela topografia.

Vale salientar que uma das causas do surgimento de OGs na CLE é a ausência de fortes forçantes de escala sinótica, quando há um gradiente de pressão horizontal fraco. Para essas condições, a estrutura e a evolução da CLE são dominadas por condições de mesoescala ou até microescala. As circulações regionais e locais são impulsionadas principalmente pelas heterogeneidades de superfície, com as diferentes escalas de características topográficas como o principal fator forçador (CUXART et al., 2007; MARTINEZ et al., 2010).

Chunchuzov et al., (2017) analisaram o impacto de OGs e os constituintes do seu campo, na variabilidade de gases (como o NO e O₃), pressão do ar e velocidade do vento, induzidas pela advecção, em diferentes níveis, encontrando similaridade entre o período das OGs e das variáveis estudadas, próximo à superfície (de 80 a 280 m).

Averiguar a parcela de contribuição que eventos de mesoescala – como as OGs – possuem na inserção e/ou dispersão de gases próximo à superfície durante a noite, pode ser efetivo em tomada de decisões e prevenção de situações nocivas à saúde da população, evitando-se a dispersão de poluentes, gases adversos e bactérias, que disseminam doenças e agravam sintomas crônicos (BANTA et al., 1998; DAPPER; SPOHR; ZANINI, 2016).

Dentre as interações nos movimentos de submeso e turbulência acima da floresta

amazônica, uma das que recebeu menor atenção por parte da comunidade científica são as OGs e seu papel na organização da turbulência e no transporte de gases na interface floresta-atmosfera (ZERI; SÁ, 2011; ANDREAE et al., 2015). Vale ressaltar que na atmosfera coexistem: o campo turbulento, o escoamento médio, e as ondas, ou seja, o estudo de um desses três seguimentos automaticamente estará interligado com os demais e a separação dos estudos das ondas, por exemplo, representa abordar a correlação tanto com os fluxos, como com a turbulência e consequentemente com o transporte de escalares (gases e energia) (STULL, 1988).

As OGs demonstraram significativa influência na estimativa dos fluxos sobre a floresta, como descrito por Zéri e Sá (2011) onde um evento de onda induziu uma forte variação nos níveis de CO₂, de aproximadamente 50 ppbv. Andreae et al. (2015) explanam que OGs são recorrentes na Amazônia. Essas ondas podem ser originadas pela orografia ou não. Ainda de acordo com Andreae et al. (2015), as ondas orográficas estiveram associadas a um regime de turbulência forte (Regime 2, de acordo com a classificação de Sun et al., 2012).

Desta forma, através da utilização de dados do projeto experimental *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO) em associação com as simulações oriundas do modelo JULES-CCATT-BRAMS, foi possível um melhor entendimento da dinâmica das OGs no transporte de gases acima da floresta, bem como a compreensão do papel da topografia na indução destas ondas.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

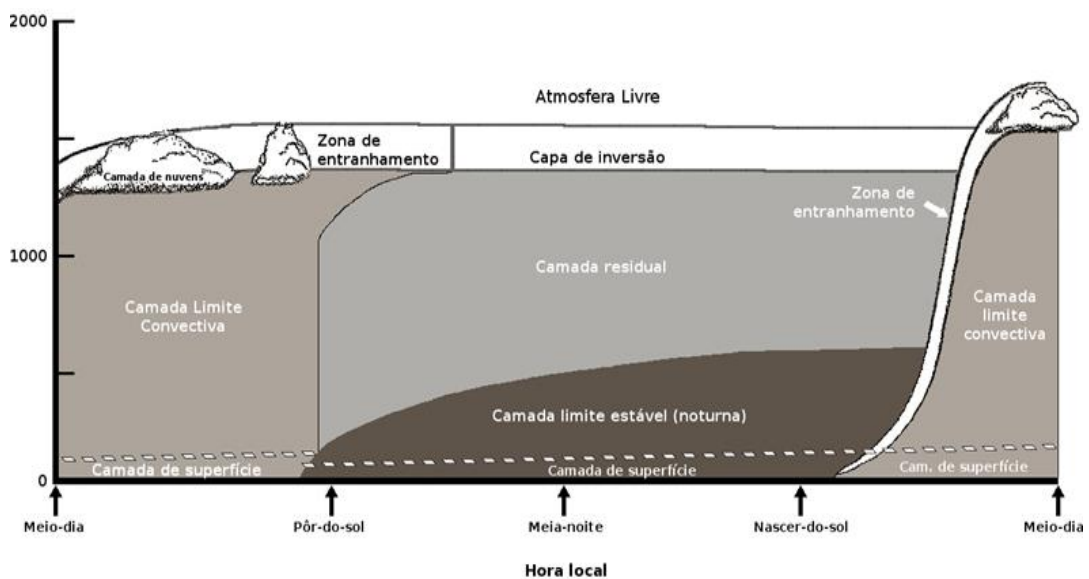
2.1 Camada limite

A camada limite atmosférica, região situada na baixa troposfera, interage diretamente com a superfície e sua altura pode variar de algumas centenas de metros a alguns quilômetros (ARYA, 2001; WALLACE; HOBBS, 2006). A compreensão da estrutura e da dinâmica da CLA fornece importantes informações para diversas áreas da meteorologia, como por exemplo: a variação intradiária da temperatura, transferência de calor, evaporação e transpiração, fluxos induzidos por terreno, entre outros (STULL, 1988).

A estrutura espacial e temporal da CLA depende de fatores radiativos, térmicos e aerodinâmicas da superfície, assim como da evolução da atmosfera livre. Na ausência de perturbações de escala sinótica, a estrutura da CLA sobre regiões continentais apresenta um ciclo diurno associado ao aquecimento e resfriamento da superfície (BETTS, 2002).

Segundo Foken e Nappo (2008), pode-se dividir a CLA em camada limite superficial (CLS), e acima dela tem-se a camada de mistura (CM). Para análise da estrutura temporal e dinâmica da CLA usualmente pode-se separá-la em camada limite convectiva, ou diurna (CLC), e camada limite noturna (CLN) (ARYA, 2001; STULL, 1988), conforme mostrado na Figura 1, que por conveniência inicia-se às 12h.

Figura 1 - Esquema da evolução da estrutura da CLA continental típica de latitudes médias ao longo de um dia.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

No presente trabalho, deu-se ênfase à CLN, também conhecida como camada limite

estável, condição esta necessária para a o surgimento das OGs (NAPPO, 2013). Desta maneira, sabe-se que a CLN se forma devido ao resfriamento radiativo da superfície, logo após o pôr-do-Sol, e apresenta características típicas quanto à complexidade do escoamento turbulento (STULL, 1988). Em virtude da ação do empuxo negativo, e consequente diminuição da turbulência, a profundidade da CLN é reduzida quando comparada à CLC.

Diversos processos adicionais interagem sobre a estrutura de turbulência dentro CLN, como os movimentos de mesoescala. Tais movimentos não seguem a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (VON RANDOW et al., 2002). Ademais, para curta escala de tempo como horas ou menos, eles são mal amostrados (MAHRT et al., 2000). Por este motivo, espera-se encontrar uma grande imprecisão nas estimativas dos fluxos turbulentos para a CLN, isto é, para condições estáveis, visto que, quando comparado às condições diurnas, estes fluxos são considerados relativamente pequenos (VICKERS; MAHRT, 2003, OLIVEIRA et al., 2013).

É importante pontuar também que em condições estáveis as contribuições dos fenômenos de mesoescala podem mudar drasticamente, tanto em intensidade como no sinal do fluxo turbulento calculado na superfície (ACEVEDO et al., 2009). Em contrapartida, durante o dia, ou seja, em condições instáveis, o fluxo turbulento é geralmente mais abundante e, consequentemente, os transportes oriundos de mesoescala têm um impacto menor no fluxo turbulento superficial (VON RANDOW et al., 2002).

Outra característica especialmente significativa da CLN é a presença da turbulência intermitente, mesmo sua origem e estrutura não sendo bem compreendidas ainda (NAPPO, 1991; HOWELL; SUN, 1999; MAHRT, 1999). Os movimentos de mesoescala, como, por exemplo, instabilidade de Kelvin-Helmholtz (KH), OGs, correntes de densidade, jatos de baixos níveis, dentre outros, podem desencadear turbulência na CLN (BLUMEN et al., 2001; MAHRT et al., 2001).

Nesse sentido, uma compreensão mais adequada entre os processos de trocas turbulentas intermitentes e movimentos transientes de mesoescala, tais como OGs, se faz necessário, uma vez que tais processos não têm sido extensivamente estudados devido à falta de observações simultâneas de diferentes escalas de movimentos sobre domínios verticais e horizontais na CLN. Essa falta de observações pode ser complementada com simulações numéricas, similar ao realizado por Costantino e Heinrich (2014).

2.2 Ondas de gravidade

As OGs são ondas que se originam na atmosfera devido à atuação de uma força restauradora em uma parcela de ar que foi deslocada de seu equilíbrio, sendo esta força conhecida como flutuabilidade (NAPPO, 2013), caracterizada como uma oscilação pelo princípio de Arquimedes (LIZUNOV; HAYAKAWA, 2004).

As OGs atmosféricas existem devido a uma estratificação estável da densidade da atmosfera, e apresentam a capacidade de transportar energia e massa entre diferentes regiões da atmosfera, tal como a capacidade de geração de turbulência durante os processos de quebra (quando a estrutura da onda é desfeita e há liberação de energia) (ZÉRI; SÁ, 2011). As OGs desempenham um papel importante nos processos de troca que são observados tanto acima como dentro do dossel florestal. Tais ondas apresentam características únicas como períodos de ondas curtas e baixa velocidade de fase, quando comparadas com as OGs que se originam na camada limite superior (LEE, 1997).

A gênese das OGs próximas ao dossel tem sido atribuída a instabilidades da altura do ponto de inflexão no perfil vertical do vento (DIAS-JUNIOR et al., 2013), especificamente instabilidades de Kelvin-Helmholtz (LEE, 1997; HU et al., 2002). Devido a este cisalhamento, aproximadamente nesta altura, o número de Richardson é reduzido abaixo do valor crítico de 0,25 (LEE et al., 1997; LEE, 1997). Alguns estudos, como de Hu et al. (2002) indicaram que a ocorrência de OG próxima ao dossel florestal quando dissipada junto ao topo das árvores, apresentaram intrusões e ejeções de massas de ar no dossel, como parte de um dos estágios da OG.

Além da interface floresta-atmosfera, também foram investigadas OGs na CLN, na Antártida por Rees et al. (2000). Também na Península Antártica, devido à presença de grandes montanhas de gelo, OGs orográficas foram modeladas via modelo *Numerical Weather Prediction* (NWP) apresentando resultados satisfatórios para simulações de mesoescala (VOSPER et al., 2018). Intrusões de Ozônio oriundos da estratosfera para a troposfera trazidos por OGs foram estudados na Califórnia, utilizando o modelo numérico *Realtime Air Quality Modeling System* (RAQMS) (YATES et al., 2013). Devido às interações turbulentas causadas, as OGs podem apresentar capacidade de transferência de energia para escalas além da própria onda, contribuindo na variação da temperatura do ar (MARTINS, 2011).

As OGs também podem ser geradas por variados fatores mecânicos, como: bruscas alterações de rugosidade superficial, topografia, convecção, ondulações, etc. (NAPPO, 2013). Todos esses fatores têm a capacidade de realocar energia e momento, e são cruciais para a

determinação da estrutura vertical da atmosfera e acoplamento dos movimentos de mesoescala conjuntamente com os fenômenos de pequena escala (ROBINSON, 1991; STEENEVELD et al., 2008).

2.3 Transporte de escalares

A compreensão das trocas de momento, calor e massa entre a vegetação e a atmosfera é necessária para um melhor entendimento de determinados processos, como evaporação e fluxo de calor sensível para balanços hidrológicos, deposição de ozônio (O_3) nas florestas, emissões de hidrocarbonetos não-metânicos da vegetação natural e armazenamento de carbono nos ecossistemas (KATUL et al., 1998). Sabe-se que a turbulência intermitente na CLN se caracteriza como ator principal nas trocas verticais de escalares na interface superfície-atmosfera (STULL, 1988). Um mecanismo gerador de turbulência intermitente é a “quebra” de OGs (ZÉRI; SÁ, 2011).

Movimentos associados a intensas misturas turbulentas e troca de escalares como o dióxido de carbono (CO_2) e vapor de água, foram observados durante noites de estratificação estável da floresta amazônica (FITZJARRALD; MOORE, 1990). Alguns eventos analisados na CLN foram responsáveis pela mistura de energia e escalares, como CO_2 e temperatura, e auxiliaram os fluxos verticais e escalas que variam de segundos a vários minutos (VIANA et al., 2009).

Cada vez mais, redes de fluxo baseadas em medições de torres têm sido utilizadas para controle de fluxos de momento e gases na atmosfera (AUBINET et al., 2000). As análises de covariância de vórtices turbulentos (*eddy covariance* - EC) se configuram como o pilar essencial para essas redes, posto que fornecem medidas de fluxo e permitem uma cobertura quase que contínua ao longo do tempo (TURNIPSEED et al., 2004). Todavia, o método EC pressupõe que o fluxo medido em um ponto é representativo para toda a superfície subjacente circundante (FOKEN; WICHURA, 1996; MASSMAN; LEE, 2002). Assim, pressupõe homogeneidade e não convergência ou divergência do fluxo líquido, sendo que essas suposições raramente são atendidas em ambientes vegetais, particularmente em terrenos complexos (TURNIPSEED et al., 2004), como é o caso da floresta amazônica.

A relevância na análise dos transportes de escalares está na elevação da concentração de determinados elementos não convencionais de determinada área, que são potencialmente prejudiciais à saúde humana e/ou vegetal. Como exemplo tem-se o O_3 , que possui o papel de proteção em elevados níveis da atmosfera, entretanto, é considerado um dos principais

poluentes do ar danosos ao ser humano, juntamente com material particulado (LIU et al., 2013). A elevação na concentração de certos gases como o monóxido de carbono (CO) e metano (CH₄), se caracteriza como demasiado processo de impacto ambiental, na atmosfera global (CRUTZEN; ANDREAE, 1990) e se designam como precursores de O₃, em regiões mais próximas à superfície, que apresentam elevada irradiação solar, altas temperaturas e estagnação do ar (SICARD et al., 2009).

As concentrações de O₃ presentes na troposfera quando consideravelmente elevadas podem apresentar efeitos negativos aos ecossistemas na superfície (FARES et al., 2013). Devido a este gás ser fitotóxico para qualquer espécie vegetal, pois ocasiona lesão foliar, quando constatado a ocorrência de tais lesões, pressupõe-se que o O₃ alcançou níveis elevados de concentração na atmosfera (PAOLETTI, 2007; MARCO et al., 2016). Yates et al. (2013) observaram que as concentrações do O₃ na estratosfera são muito superiores à da troposfera, e eventos de OG podem ser os responsáveis por este transporte, que pode ser analisado através de simulações via modelos numéricos, e apresentam também a capacidade de exploração de outros escalares também como CO₂ e vapor d'água.

2.4 Transformada *wavelet*

O método *wavelet* cada vez mais tem sido utilizado, nos últimos anos, em análises de séries temporais não periódicas e com sinais geofísicos (THOMAS; FOKEN, 2005; ZERI; SÁ, 2011). As *wavelets* podem ser usadas na decomposição de séries temporais em componentes de suas frequências sem perder a informação sobre sua localização temporal (DAUBECHIES, 1992).

Com a transformada *wavelet* (TW), dados de alta frequência de velocidade do vento e de escalares, fluxo vertical e horizontal de calor, além de observação de OGs e distúrbios de turbulência, podem ser analisados através da decomposição de sinais em várias frequências menores que propiciam condições para a amostragem desses dados (ZÉRI; SÁ, 2011).

Na CLN, onde frequentemente acontecem eventos conhecidos como *bursts* intermitentes (de alta frequência), em conjunto com estruturas mais perduráveis, como as OGs, de frequências mais baixas, a TW se configurou como muito útil na caracterização desses eventos (ZERI; SÁ, 2011; CAVA et al., 2015).

Thomas e Foken (2005) mostram que as *wavelets* funcionam como um método matemático capaz de representar simultaneamente o tempo e a frequência de variáveis, assim permitindo o acompanhamento da evolução temporal das diferentes frequências que fazem

parte da série de temporal.

A transformada *wavelet* de um determinado sinal $f(t)$ é definido como:

$$Tp(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi_{p, a, b}(t) dt \quad (\text{Equação 1})$$

Onde $\Psi_{p, a, b}$ são as funções *wavelets* dada por:

$$\Psi_{p, a, b} = \frac{1}{a^p} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (\text{Equação 2})$$

Em que $\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$ é considerado como *wavelet* mãe, e a e b são os parâmetros de dilatação e translação, respectivamente. Com tais parâmetros de suporte, respectivamente, a *wavelet* mãe tem sua forma e sua localização alteradas. O parâmetro de dilatação a também é conhecido como escala da *wavelet*. Em outras palavras, quando o valor de $a < 1$ há uma contração e para $a > 1$ há uma ampliação da *wavelet* mãe. O fator $\frac{1}{a^p}$ na Equação (2) é o fator de normalização que certifica que a energia de todas das escalas *wavelet* apresente energia total igual ao da *wavelet* mãe, sendo que normalmente são utilizados valores de $p = 1$ ou $p = 1/2$ (GAMAGE; HAGELBERG, 1993). Neste trabalho, como proposto por Thomas e Foken (2005), serão utilizadas *wavelets* com valores de $p = 1$.

De forma resumida, o método *wavelet* compara determinada série temporal $f(t)$ com uma função *wavelet* $\Psi_{p, a, b}$, em cada escala a e tempo $(t - b)$.

A *wavelet* de Morlet (uma função complexa que consiste em uma onda plana modulada por uma Gaussiana) será utilizada no presente trabalho. Ela possui uma relação fixa entre as escalas (a) e períodos equivalentes de Fourier (P) e onde η é o parâmetro adimensional de tempo e ω_0 é a frequência adimensional.

$$\Psi(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{Equação 3})$$

3 OBJETIVOS

3.1 Geral

Estudar o papel da topografia do sítio experimental do ATTO, localizado no município de São Sebastião do Uatumã-AM, na indução de OGs com o consequente transporte de gases do efeito estufa.

3.2 Específicos

- I.** Realizar simulação numérica de alta resolução para analisar a ocorrência de um caso de OG topográfica;
- II.** Realizar teste de sensibilidade, onde a topografia será removida do domínio a fim de se avaliar o papel da mesma, na indução de OG na camada limite noturna amazônica;
- III.** Estimar o impacto da presença das OGs no transporte vertical e horizontal de gases (CO e O₃).

4 HIPÓTESES

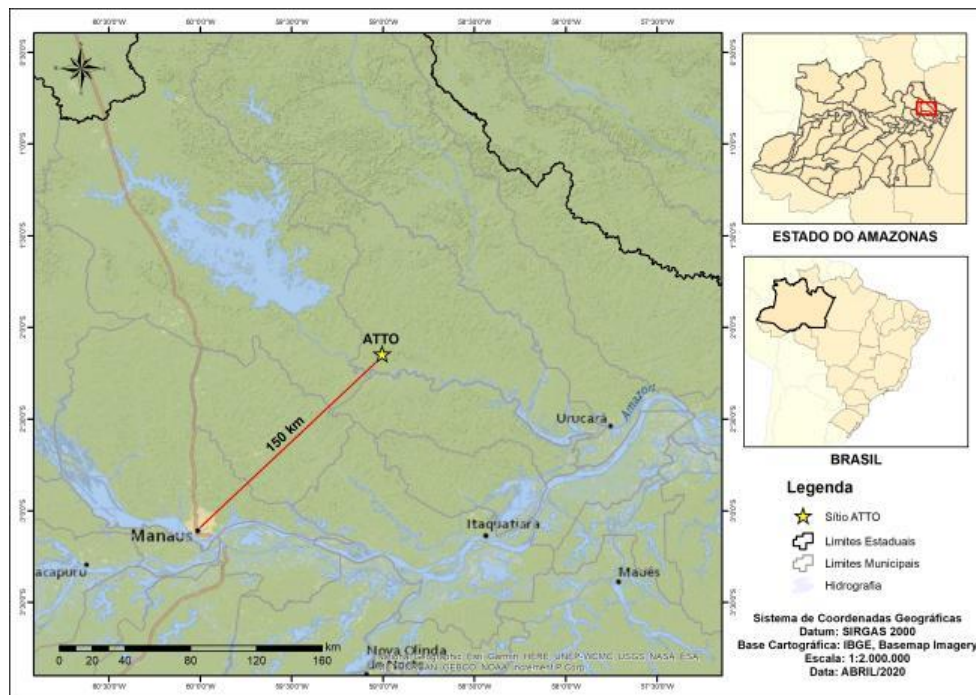
A topografia do sítio ATTO induz o aparecimento de OG's próximo à superfície. Tais ondas alteram o transporte dos gases na camada limite noturna amazônica.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Caracterização da Área de Estudo

Nesse estudo serão utilizados dados do projeto *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO). Tal projeto é uma parceria entre Brasil e Alemanha para estudos climáticos, possui um sítio experimental-observacional no município de São Sebastião do Uatumã ($2^{\circ}08'38''$ S; $58^{\circ}59'59''$ W), localizado a 150 km a nordeste da cidade de Manaus, mostrado na Figura 2.

Figura 2 - Mapa de localização do sítio ATTO.



Fonte: Autoria própria.

O sítio ATTO foi construído por uma equipe composta por técnicos do Instituto Nacional de Pesquisas Amazônicas e do *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (INPA/LBA), e encontra-se estruturado em meio a uma densa floresta de terra firme, mostrado na Figura 3, com prevaecimento de planaltos que apresentam elevação máxima de 138 m (ANDREAE et al., 2015). Segundo Ditas et al. (2015), foi construído em uma região considerada intocada, com característica atmosférica similar ao período pré-industrial.

Figura 3 – Torre ATTO e seu entorno.



Fonte: ATTO Project (2019).

Conforme Dias-Junior et al. (2019), duas torres encontram-se em funcionamento no sítio experimental: uma com 81 m de altura, operando desde 2012, e outra de 325 m com funcionamento a partir de 2015. As torres possuem uma gama de equipamentos específicos capazes de caracterizar micropartículas, concentração de aerossóis, composição química em alturas inferiores a 5 m e superiores a 60 m (DITAS et al., 2015), e também detectar a presença de gases traço (WOLFF et al., 2013), podendo captar dados a uma altura máxima de 81,6 m, acima da copa da floresta, que possui 40 m de altura média (ZAHN; DIAS, 2016).

5.2 Dados Experimentais

Os dados utilizados no presente estudo são oriundos do sítio ATTO, medidos das 19:00 Hora Local (23:00 UTC) do dia 12 às 06:00 Hora Local (10:00 UTC) do dia 13 de novembro de 2015. A coleta dos dados foi feita através de sensores instalados na torre chamada de *Walk-up*, ou conhecida também como Torre *Instant*, que possui 81 m de altura, e atua como base no monitoramento de gases traço e variáveis micrometeorológicas.

As variáveis estudadas foram precipitação, temperatura do ar, componentes horizontais (U, V) e vertical do vento (W) e gases como CO, O₃ e vapor d'água, todas as variáveis coletadas aproximadamente na altura de 81 m e observacionadas na torre *Instant*, sendo suas curvas diárias analisadas para que se identificasse sinais diretos e indiretos da ocorrência de OG na região do sítio ATTO.

As concentrações dos gases são medidas de maneira direta, pelos analisadores de gás

G1302 (CKADS-018; *Picarro Inc.*, USA) para o CO, e um analisador de gás via ultravioleta, modelo TEI 49i (*Thermo Electron Corp.*, USA), para o O₃. A temperatura do ar por um termohigrômetro (CS215, *Rotronic Measurement UK Solutions*). As velocidades e direções do vento foram medidas via anemômetro sônico 3D (*Windmaster, Gill Instruments Ltd.*, UK). Os dados coletados através dos sensores instalados na torre são armazenados em registradores CR1000 e CR3000 (*Campbell Scientific inc.*, USA), com medições a cada minuto para as variáveis micrometeorológicas, e utiliza 10Hz (alta frequência) em medições de concentração de CO e O₃, que posteriormente serão processadas a cada meia hora (30 minutos). Os escalares analisados neste estudo com seus respectivos sensores instalados na torre *Instant* estão retratados mais detalhadamente na Tabela 1.

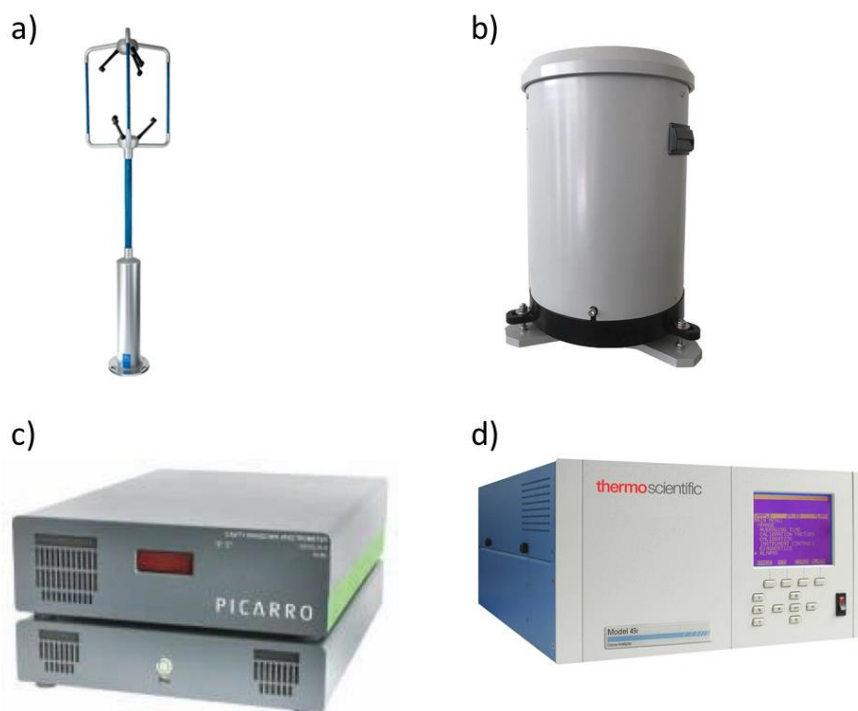
Tabela 1 - Relação das variáveis ambientais estudadas, seus instrumentos de medição e perfis verticais. Torre *Instant*, sítio ATTO.

VARIÁVEIS	INSTRUMENTOS	PERFIL VERTICAL
Temperatura do ar	Termo-higrômetro (CS215, Rotronic Measurement UK Solutions)	81,0 m
Direção e velocidade do vento	Anemômetro Sônico 3D (Windmaster, Gill Instruments Ltd., UK)	81,0 m
Precipitação pluviométrica	Pluviômetro (TB4, Hydrological Services Pty. Ltd., UK)	81,0 m
Concentração de CO	Analisador G1302 (CFADS-109, CKADS-019, Picarro inc., USA)	79,0 m
Concentração de O ₃	Analisador de gás por ultravioleta (TEI 49i. Thermo Electron Corp., USA)	79,3 m

Fonte: Adaptado de (ANDREAE et al., 2015).

As imagens de alguns dos instrumentos que estão instalados na torre *Instant* e são utilizados no estudo, estão dispostos pela Figura 4a-d.

Figura 4 – Instrumentação de coleta de dados da Torre *Instant*: a) anemômetro sônico 3D; b) pluviômetro TB4; c) analisador de gás G1302; d) analisador de gás TEI 49i.



Fonte: Gill Instruments (2019); Hydrological Services Pty. Ltd. (2020); Picarro Inc. (2019); Thermo Electron Corp. (2019).

5.3 Modelagem Numérica

O modelo utilizado neste estudo foi o JULES-CCATT-BRAMS que representa uma junção dos modelos JULES (*Joint UK Land Environment Simulator*) (BEST et al., 2011; CLARK et al., 2011) e CCATT (*Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport*) (FREITAS et al., 2007) ao modelo *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) versão 5.3 (FREITAS et al., 2017). O acoplamento desses três modelos permitiu a obtenção de um sistema numérico robusto, para modelagens da atmosfera-biosfera-química (MOREIRA et al., 2013; LONGO et al., 2013).

Recentemente, Melo et al. (2019) utilizaram esse modelo para estudar a estrutura termodinâmica e química da atmosfera associada a uma Linha de Instabilidade (LI) formada no interior do continente da Amazônia. Através dos resultados da simulação numérica com o JULES-CCATT-BRAMS, foi possível observar o aumento de concentração de Ozônio na superfície devido as correntes verticais descendentes deste sistema atmosférico.

Assim, visando-se avaliar a origem, propagação e influência das OGs nas trocas de gases e energia, sobre a região do sítio ATTO, foram realizadas duas simulações numéricas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, onde a primeira representa o experimento controle e outra

será o experimento teste de sensibilidade. O teste de sensibilidade consiste em avaliar o papel da topografia sobre o desenvolvimento e manutenção de OG, onde a topografia utilizada no experimento controle foi removida.

Objetivando-se inicializar o experimento numérico, alvo desse estudo, com melhor resolução dos dados de superfície, química e física da atmosfera, do que aquela padrão fornecida pelas reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF Era Interim), foi feita uma primeira rodada do modelo com tempo de integração de 24 horas, iniciando as 12:00 UTC do dia 11 de novembro de 2015, onde a inicialização heterogênea utilizou as reanálises do ECMWF Era Interim a cada 6 horas e com resolução espacial de $\frac{1}{4}$ de grau. Utilizou-se apenas uma grade cujo domínio foi composto por 185 pontos em x, 145 pontos y, e 35 pontos em z, cuja resolução horizontal foi de 1,5 km e a resolução vertical foi de 90 m, variando com um fator de 1,1 até o nível de 1 km de altitude, e, a partir deste ponto, o espaçamento foi constante até o topo do modelo com aproximadamente 15 km. Posteriormente, fez-se a segunda rodada utilizando a mesma configuração utilizada na primeira rodada, sendo que o tempo inicial foi as 12:00 UTC do dia 12 de novembro de 2015 e a inicialização do modelo também foi heterogênea, mas utilizou os resultados obtidos na primeira rodada. Esse procedimento foi feito visando uma melhor assimilação e análise dos dados, por parte do modelo, para otimização dos resultados no período de interesse.

Quanto às camadas do solo, foram definidas 7 profundidades diferentes até o limite de 12,25 metros e a umidade heterogênea foi assumida, baseado em Gevaerd e Freitas (2006), para ambas as simulações. A textura do solo é proveniente de dados obtidos pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (UNFAO) apresentando adaptações ao território brasileiro, cedidos pelo INPE (ROSSATO et al., 2013).

A microfísica de nuvem utilizada foi a formulação de Thompson e Eidhammer (2014) em que para cada tipo de nuvem há a utilização de uma classe de água específica, o que otimiza o tempo de processamento. Além disto, houve a adição de aerossóis na condensação de núcleo de nuvens (*cloud condensation* - CCN) e de gelos (ice nuclei - IN), com isto, há o agrupamento dos aerossóis em duas classes diferentes, de acordo com a sua higroscopicidade: os que possuem “afinidade” com água (*water friendly*) e os que não possuem (*icefriendly*).

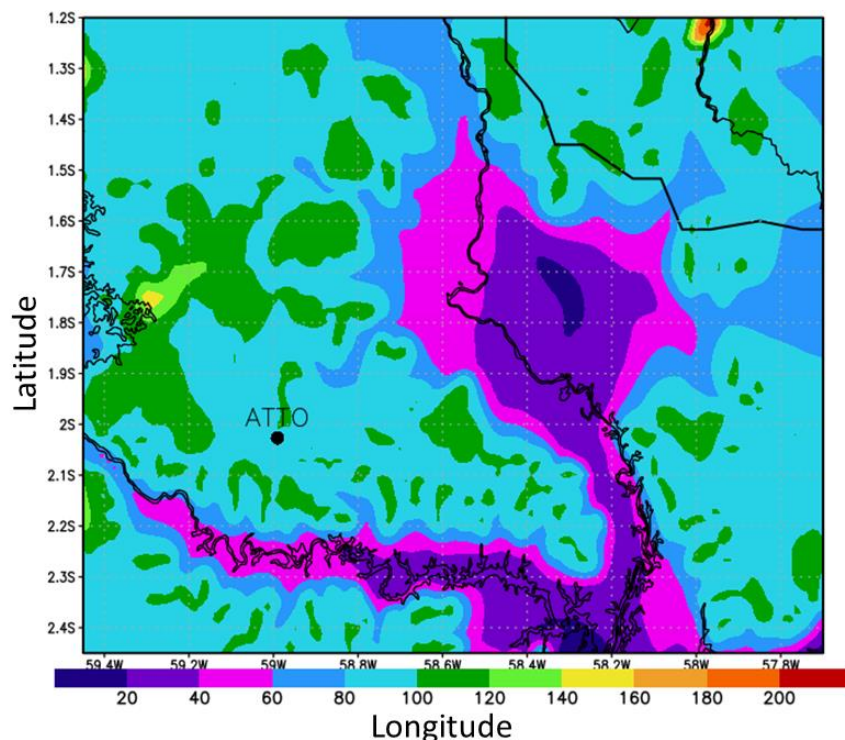
Devido a resolução horizontal de 1,5km as parametrizações de cúmulos profundo e raso foram desativadas.

A parametrização da radiação de ondas longas e curtas utilizada é 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, O_3 e CO_2), 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., 2017). As propriedades físicas e ópticas da nuvem no esquema radiativo de CARMA foram parametrizados de acordo com Sun e Shine (1994) e Savijarvi, Arola e Räisänen (1997) usando perfis de conteúdo de água líquida e gelo fornecidos pelo modelo de microfísica de nuvem do JULES-CCATT-BRAMS (FREITAS et al., 2017).

A Figura 5 apresenta a distribuição da topografia utilizada no experimento controle e dos rios em ambas simulações. Neste trabalho, um dos objetivos é a comparação e a melhor compreensão de transporte de escalares durante a passagem de OGs induzidas por ondulações do terreno. Na região circundante ao sítio ATTO, predominantemente a leste e nordeste, o terreno apresenta configuração muito acidentada, com morros que alcançam altitudes superiores a 150 m. Os ventos alísios, de escala global, adentram a Amazônia por estas direções passando pela cadeia montanhosa até chegar à torre de medição do sítio ATTO.

Figura 5 – Distribuição da topografia e rios no domínio da grade utilizada no experimento Controle.



Fonte: Autoria própria.

Observa-se uma cadeia montanhosa no noroeste do estado do Pará (a nordeste do sítio ATTO), tal qual um grande vale a norte/nordeste do sítio que demonstra potencial para geração

de OGs. É importante ressaltar que na simulação sem topografia, o terreno é caracterizado como plano ao longo de todo o domínio da grade.

5.4 Detecção de ondas de gravidade acima da floresta amazônica

Utilizando a análise de determinados dados, oriundos dos anemômetros sônicos 3D, é possível a detecção da presença de OGs. Os dados em questão são componente vertical do vento (W) e de escalares (temperatura (T), dióxido de carbono (CO_2) e vapor d'água (q)), capturados pelos anemômetros localizados a uma altitude de 81 m na torre, no sítio ATTO.

Em linhas gerais, para se detectar uma OG será utilizada a TW contínua de Morlet, descrita anteriormente como sendo uma ferramenta matemática capaz de decompor uma série temporal em suas componentes de frequência, com a manutenção das informações sobre sua localização no tempo (DAUBECHIES, 1992).

A TW pode ser executada a um par de séries temporais, como por exemplo w e T , de maneira que as variações comuns em sua frequência e tempo podem ser estipuladas pelo espectro de *wavelet* cruzada, calculado como:

$$W_{wT} = W_w W_T^* \quad (\text{Equação 4})$$

O elemento complexo W_{wT} nos dá a informação sobre a diferença de fase (DF_{wT}) entre $w(t)$ e $T(t)$, definido como (Torrence e Compo, 1998):

$$DF_{wT} = \tan^{-1}\{Im[W_{wT}]/Re[W_{wT}]\} \quad (\text{Equação 5})$$

O valor absoluto de W_{wT} representa a potência da *wavelet* cruzada, sendo equivalente à covariância entre as séries temporais, e o elemento complexo W_{wT} fornece as informações sobre a diferença de fase entre W e T (GRINSTED et al., 2004), que será de extrema valia na detecção das OGs. Sabe-se que, em um campo de OG pura as suas características são distintas de um escoamento turbulento, pois no campo das ondas a principal característica é a ausência de difusão vertical. Assim sendo, espera-se que em regiões de ocorrência de OGs puras, as flutuações de w e T estejam em “quadratura” (90° fora de fase). Dessa forma, o espectro de fase apresenta valores próximos de $\pm 90^\circ$ (CAVA et al., 2004).

Com a identificação das OGs em mãos se iniciarão as simulações via JULES-CCATT-BRAMS, objetivando-se a melhor compreensão do transporte vertical e horizontal de escalares

na presença das OGs, sempre analisando o papel da topografia nos movimentos e transporte das OGs.

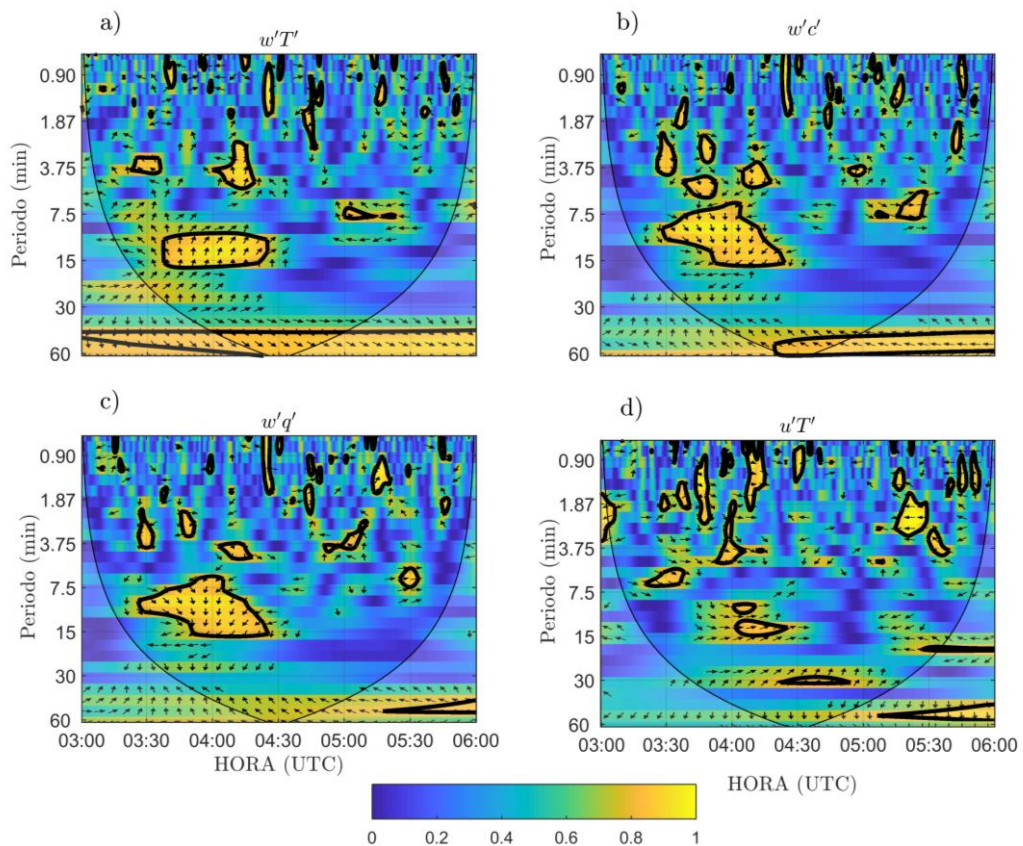
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Detecção de uma onda de gravidade acima do sítio ATTO

Inicialmente recorreu-se aos dados experimentais de resposta rápida, medidos na altura de 81 m acima do sítio experimental ATTO. Com esses dados e com o uso da transformada *wavelet* de Morlet foi possível identificar uma noite em que houve a manifestação de onda de gravidade.

A Figura 6a-d mostra a análise da *wavelet* cruzada de Morlet entre as variáveis w versus Temperatura do ar ($w'T'$), w versus CO_2 ($w'c'$), w versus vapor d'água ($w'q'$), u versus Temperatura do ar ($u'T'$), respectivamente, para a noite de 12 a 13 de novembro de 2015. As setas indicam a relação de fase entre duas séries temporais, ou seja, as setas apontando para a direita/esquerda indicam ângulos de fase de $0^\circ/180^\circ$ (fluxos turbulentos) enquanto as setas para cima/baixo indicam ângulo de fase de $+90^\circ/-90^\circ$ (eventos de ondas de gravidade).

Figura 6 – Transformada *wavelet* de Morlet para a noite de 12 a 13 de novembro de 2015: a) w versus Temperatura do ar (T); b) w versus CO_2 (c); c) w versus vapor d'água (q); d) u versus Temperatura do ar (T); e coerência entre fases (sombreado).

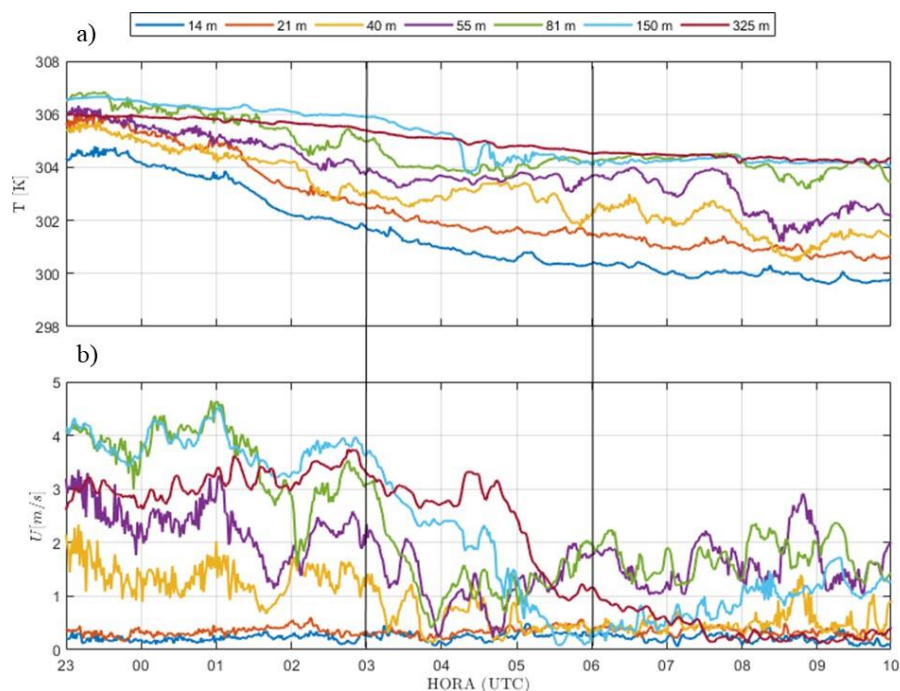


Observa-se que entre 03:30 e 05:00 UTC houve a ocorrência de uma Onda de Gravidade, uma vez que a diferença de fase (DF) foi de aproximadamente -90° entre os sinais

de w e T (também notado nos outros escalares - q e c). Rees et al. (2001) discutem algumas relações de DF entre as escalas turbulentas e as OGs. Como uma assinatura da presença deste tipo de OG nos sinais observados temos a relação de DF $\pm 90^\circ$ entre w e T . A escala de ocorrência desta OG está localizada entre 8 min e 16 min. Nota-se também o papel do transporte na direção do vento médio promovido pela OG (Figura 6d). Conforme também discutido por Zeri e Sá (2011), na escala de ocorrência da OG há a contribuição direta para o fluxo horizontal dos escalares.

Na Figura 7 são mostrados as series temporais da temperatura (Fig. 7a) e da intensidade do vento (Fig. 7b) em todas as alturas acima e dentro da floresta, ao longo de toda a noite de 12-13 de novembro. Nota-se que em torno de 03:00 até por volta de 06:00 UTC, (horário de ocorrência da OG), mais evidentemente entre 04:00 e 05:00 UTC, o sinal da temperatura e da intensidade do vento perdem a forma de rampa e passam a apresentar uma forma ondulatória, principalmente nas alturas 81, 150 e 325 m, para as duas variáveis.

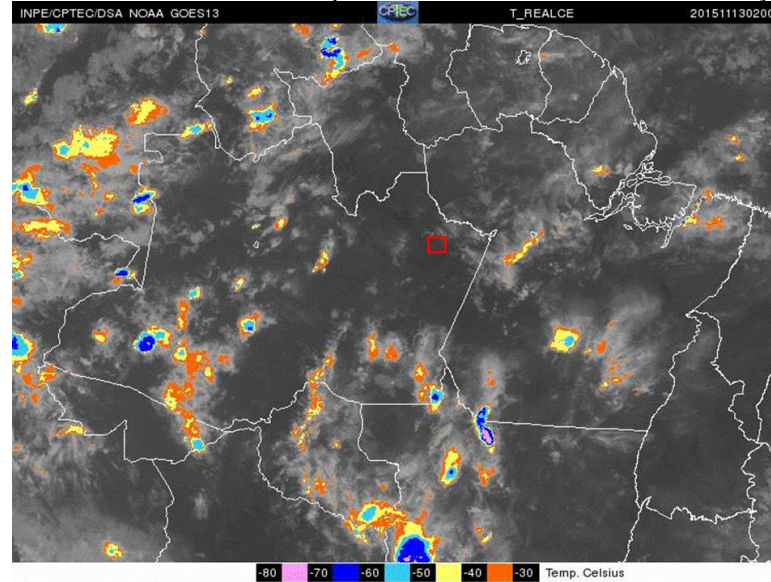
Figura 7 – Serie temporal da (a) temperatura do ar (K) e (b) velocidade do vento (m/s) no sítio ATTO entre os dias 12 e 13 de novembro de 2015. As linhas verticais pretas marcam o período em que essa OG esteve ativa.



A Figura 8, oriunda do satélite GOES-13, no canal do infravermelho, que realça a temperatura do topo das nuvens (quando há presença destas), mostra a ausência de nuvens nas redondezas do sítio ATTO (quadrado vermelho), ou seja, durante a presença da OG a noite apresentava “céu limpo”. A utilização de tal imagem visa a exclusão da possibilidade de equivocadamente se detectar uma OG de origem convectiva, pois o foco do estudo é o papel da

topografia na geração de OG.

Figura 8 – Imagem do satélite GOES-13 no canal do infravermelho, representando a temperatura de topo de nuvem, às 02:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015. O quadrado vermelho demonstra a localização do sítio ATTO.



Fonte: INPE/CPTEC (2019).

6.2 Simulação dos Perfis de Vento e Temperatura

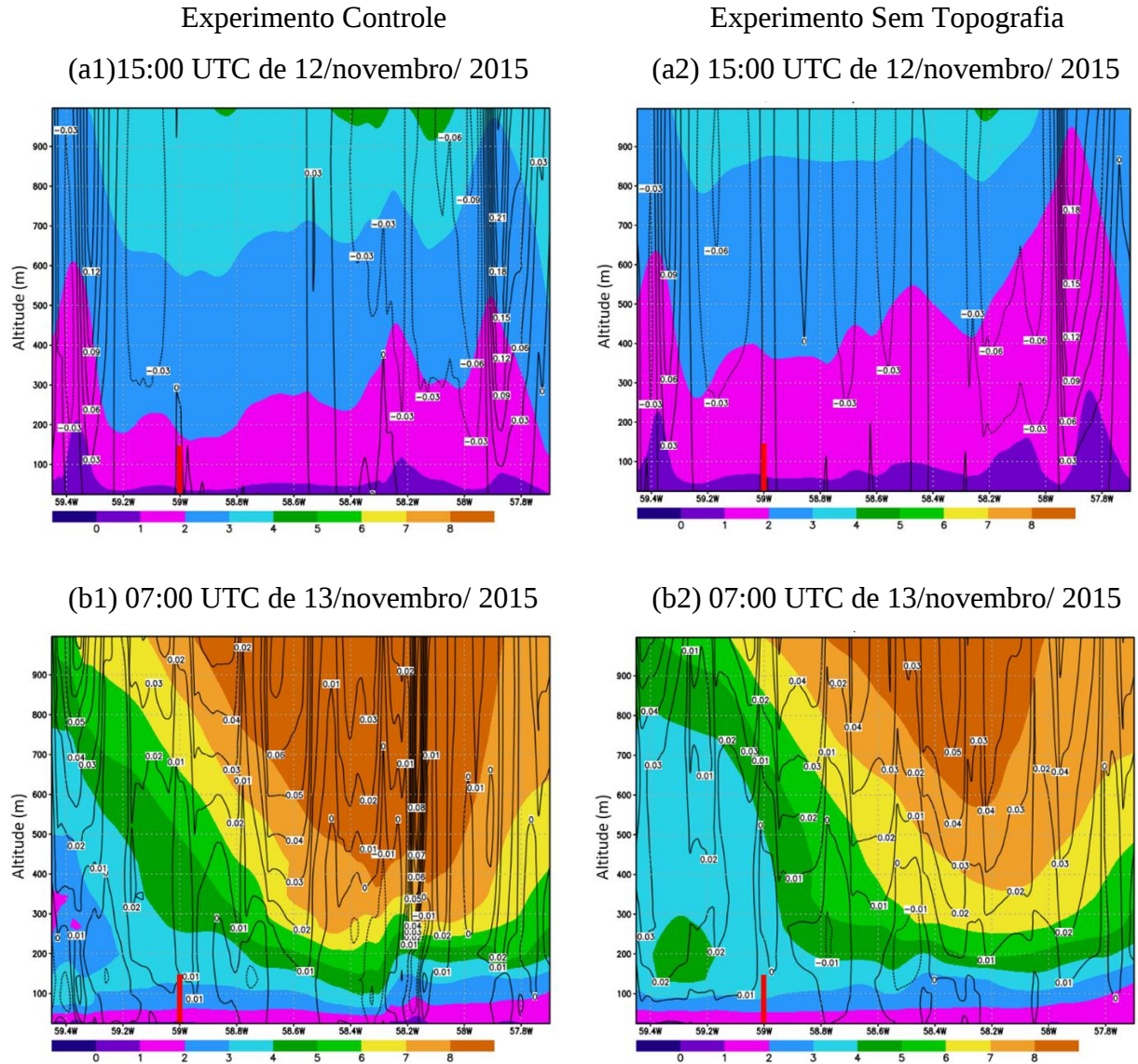
A partir desta subseção em diante os resultados mostrados são oriundos das simulações de dois experimentos: Simulação Controle (SC), com a presença da topografia original da região em torno do sítio ATTO, e Sem Topografia (ST), onde foi feita a remoção da topografia do modelo. O objetivo da simulação dos dois experimentos foi investigar o papel da topografia no escoamento atmosférico e nas trocas de gases imediatamente acima (até 1000 m de altura) da região do sítio ATTO.

Na Figura 9 são mostrados os perfis verticais da velocidade do vento horizontal (colorido) e do vento vertical (linha preta), na latitude do sítio ATTO ($2^{\circ}08'S$), para os experimentos SC e ST às 15:00 UTC do dia 12 de novembro e às 07:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015. Esses horários foram escolhidos por, normalmente, indicarem situações de forte atividade convectiva e forte estabilidade, respectivamente. Nota-se que às 15:00 UTC, acima do sítio ATTO (barra vermelha), o cisalhamento vertical da velocidade do vento é mais forte para a SC do que para a ST: observa-se que na simulação controle, a velocidade do vento aumentou de 2 para 3 m/s na altitude de 200 m e de 3 para 4 m/s em torno de 600 m. Já para a simulação ST esses aumentos só ocorreram em torno das alturas 400 e 900 m, respectivamente.

Às 07:00 UTC a velocidade do vento próximo à superfície apresenta valores muito similares ao observado durante às 15:00 UTC, ou seja, próximo de 2 m/s. Além disso, nota-se ainda que o cisalhamento vertical da velocidade do vento foi maior para a SC do que para a ST,

similar ao observado para às 15:00 UTC.

Figura 9 – Perfil vertical do vento horizontal (sombreado, m/s) e componente vertical do vento (linhas pretas, m/s) na Latitude $2^{\circ}08'S$ para: Experimento Controle (a1) às 15:00 UTC e (b1) às 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015, respectivamente. Experimento sem topografia (a2) às 15:00 UTC e (b2) às 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015, respectivamente. Torre ATTO na Longitude $58^{\circ}59'59''$ W (barra vermelha).



Faz-se importante comentar que o aparente maior cisalhamento do vento durante o período noturno em relação ao diurno está relacionado à camada limite de cada horário, onde as movimentações das massas de ar que ocorrem durante o dia até a altitude próxima de 1000 m, durante a noite ocorrem em uma faixa mais estreita na atmosfera (até aproximadamente 200 m de altitude), altura referente à camada limite noturna, e as movimentações mais intensas dos ventos acima desta altitude são referentes à camada residual.

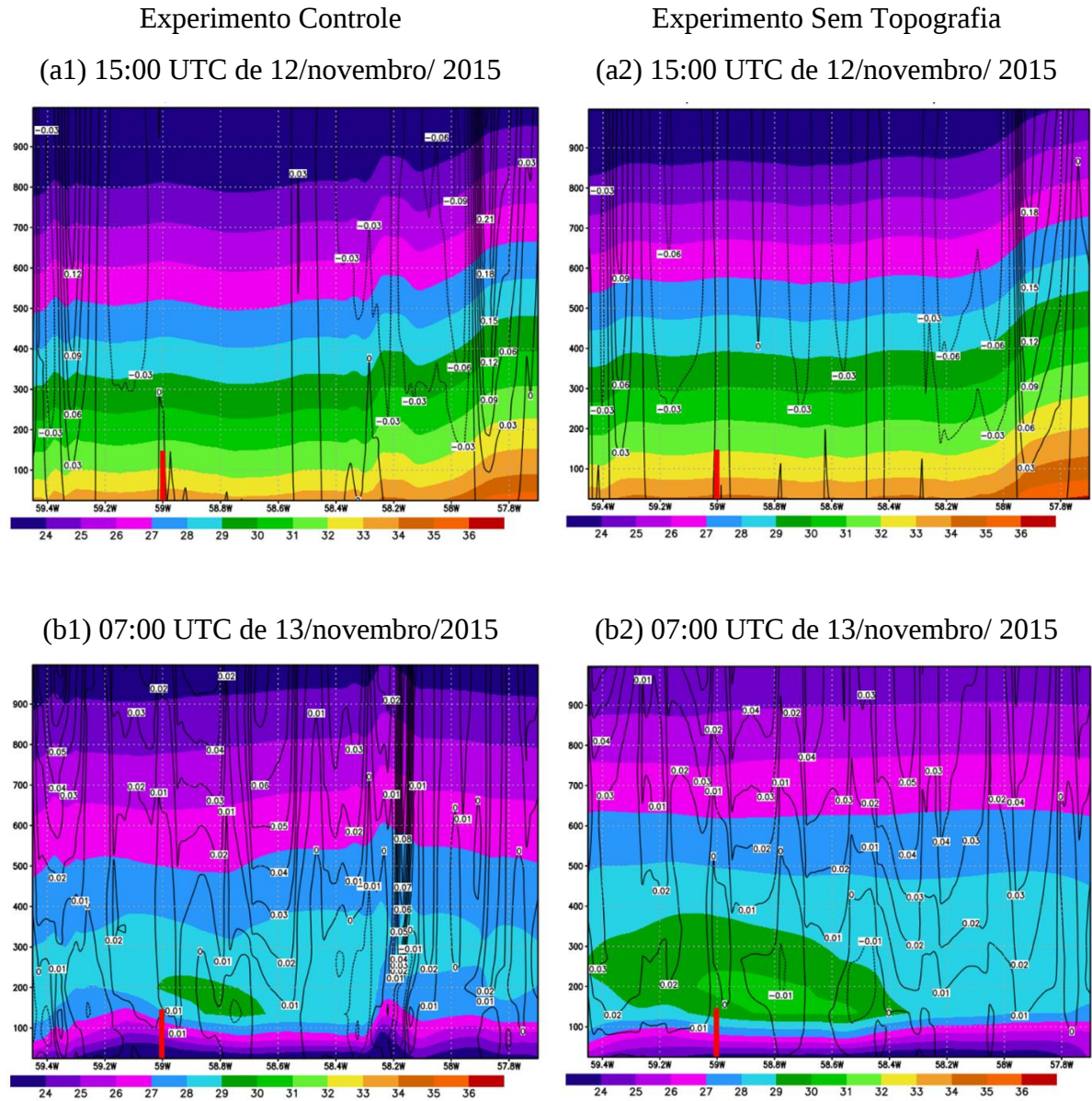
A Figura 10 é similar à Figura 9, mas agora são mostrados os perfis de temperatura do

ar. Ao observar-se na Figura 10a1, próximo ao nível de superfície (100 m), a variação da temperatura é de 4°C às 15:00 UTC, para SC, com máxima de 35 e mínima de 31°C. Na ST, os valores são próximos a estes, com máxima de 35°C porém a mínima de 32°C, variando então em 3°C, para a mesma altitude, na Figura 10a2. É possível notar além dessa diferença de 1°C na mínima, que a faixa da temperatura de 31°C na SC é bem mais estreita e encontra-se mais próxima à superfície do que na ST. Conforme esperado, durante o dia a temperatura próxima ao solo é mais elevada que as temperaturas das camadas de ar imediatamente acima. Além disso, o gradiente vertical de temperatura é mais intenso para a SC que para a ST.

Quando observa-se o horário das 07:00 UTC, para a mesma faixa de altitude, a variação se mantém em 4°C, com mínima de 24°C e máxima de 28°C, para ambas as simulações (Figuras 11b1 e 11b2), porém, neste horário a temperatura é menor próxima ao solo e aumenta nos níveis acima, até 100 m, opostamente ao observado no horário de 15:00 UTC em que a diminuição da temperatura é linear à elevação da altitude. Ou seja, durante a noite, os valores da temperatura próxima ao solo são menores que os valores observados nos níveis imediatamente acima. Essa “inversão térmica” permite afirmar que os dois experimentos realizados aqui reproduziram de maneira satisfatória a presença de uma camada convectiva e de uma camada limite noturna.

Observa-se também uma pequena ondulação nos perfis de temperatura quando compara-se ambas as figuras de SC e ST. É possível que tal ondulação seja um indicativo da influência do relevo presente na região.

Figura 10 – Perfil vertical da temperatura do ar (sombreado, °C) e componente vertical do vento (linhas pretas, m/s) na Latitude 2°08'S para: experimento Controle (a1) as 15:00 UTC e (b1) as 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015; experimento sem topografia (a2) às 15:00 UTC e (b2) as 07:00 UTC dos dias 12 e 13/nov/2015. Torre ATTO na Longitude 58°59'59" W (linha vermelha).



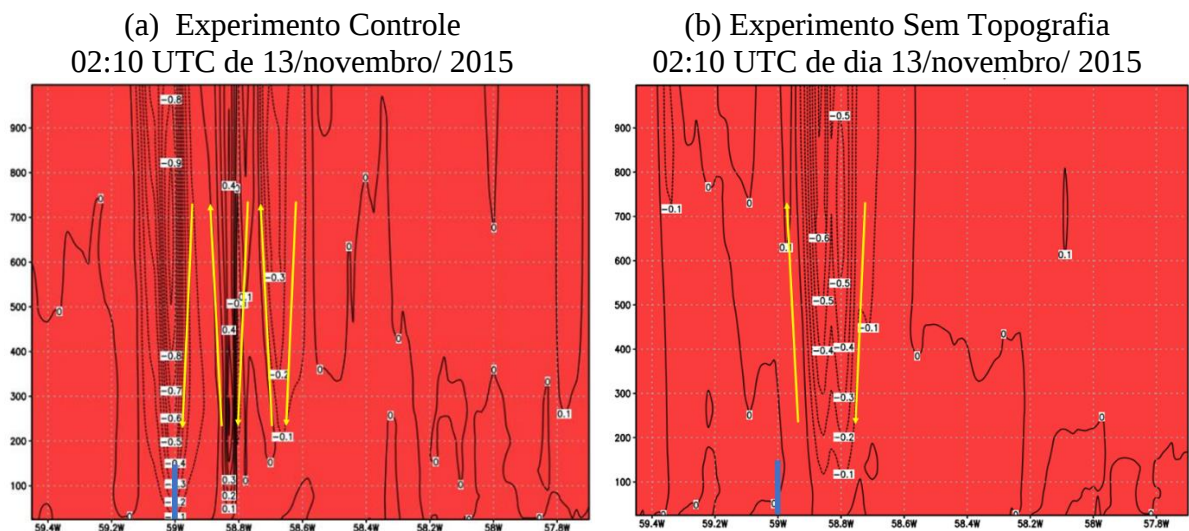
Importante, notar também a presença de um bolsão de ar mais quente, nas duas simulações durante o período noturno. Este bolsão é provavelmente um resquício de movimentações térmicas ocorridas durante o período diurno, que ficou aprisionado na camada residual.

A partir de agora será dada atenção ao momento em que uma OG surgiu nas simulações realizadas aqui. Na Figura 11 é mostrado o perfil vertical da velocidade do vento vertical às 02:10 UTC no dia 13 de novembro de 2015 para ambos os experimentos: controle (Figura 9a) e sem topografia (Figura 9b). As linhas pretas pontilhadas e sólidas mostram a velocidade do vento vertical descendente e ascendente, respectivamente. Nota-se que na SC os ventos ascendentes (*updrafts*) e subsidentes (*downdrafts*) se intercalam por aproximadamente 55 km

de extensão no sentido longitudinal ($0,5^\circ$ de longitude). O comprimento entre uma “crista” e outra é de aproximadamente 22 km. Acredita-se que essa alternância de *downdrafts* e *updrafts* estão associados a presença da OG nas simulações. Além disso, observa-se a ausência de precipitação (fundo avermelhado), corroborando o resultado mostrado na imagem de satélite (Fig. 7), anulando a possibilidade de origem convectiva desta onda.

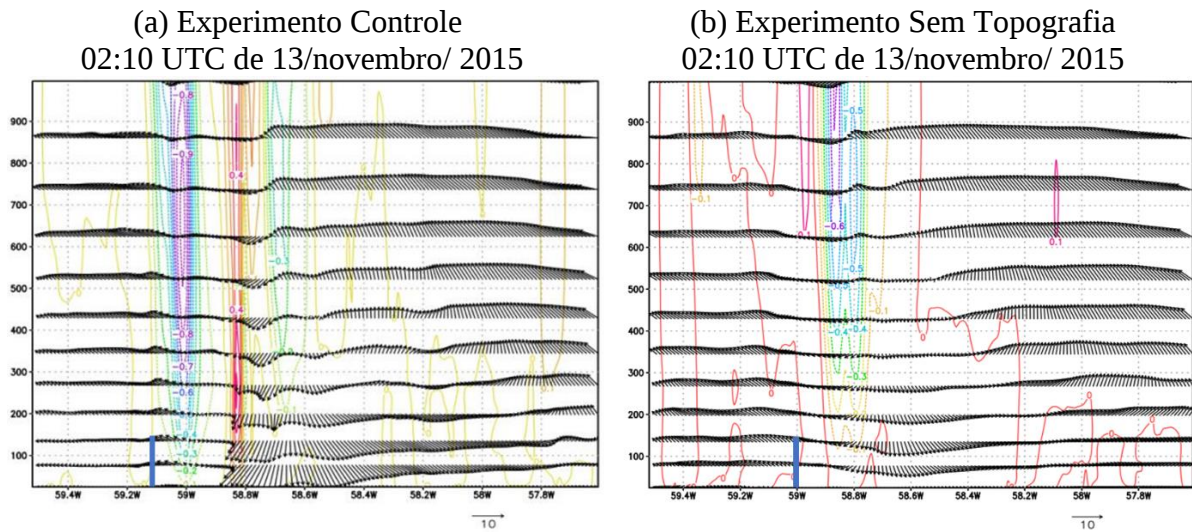
Na Figura 11b, fica evidenciado que, quando removida a topografia, o comportamento do vento vertical é totalmente alterado, ou seja, o padrão ondulatório observado na SC não é observado na ST, enfatizando a importância do relevo na origem deste movimento.

Figura 11 – Perfil vertical da velocidade vertical do vento na latitude do sítio ATTO ($2^\circ 08'S$) às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015, para o Experimento Controle (a) e Experimento Sem Topografia (b). As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente; as setas amarelas demonstram a movimentação de subida e descida do vento (sinal ondulatório). Torre ATTO na Longitude $58^\circ 59' 59'' W$ (linha azul).



Na Figura 12 é mostrado o vento horizontal (setas) e vertical (linhas) na latitude do sítio ATTO ($2^\circ 08'S$) para ambos os experimentos. Observa-se na SC (Figura 12a) um nítido comportamento ondulatório até 1000 m de altura, onde observa-se alternância da direção do vento meridional, onde as setas para cima indicam vento de sul e setas para baixo são vento de norte. Nota-se que os valores máximos, de até 10 m/s, ocorrem próximo à superfície (100 m). Na Figura 12b, para a ST, tal comportamento não se repete, onde o vento horizontal se mantém basicamente para uma mesma direção, havendo pouca ou nenhuma mudança na direção do vento.

Figura 12 – Perfil vertical do vento horizontal (setas, m/s) e da componente vertical do vento (linhas coloridas, m/s) na latitude do sítio ATTO ($2^{\circ}08'S$), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015 para o Experimento Controle (a) e Experimento Sem Topografia (b). Torre ATTO na Longitude $58^{\circ}59'59''$ W (linha azul).



6.3 Detecção da OG orográfica via modelo

Na Figura 13 são mostradas as séries temporais da temperatura do ar (a1 e a2) e magnitude do vento (b1 e b2) obtidas através dos SC (índices “1”) e ST (índices “2”), acima do sítio ATTO, nas alturas 24, 77, 134, 198 e 268 m. No experimento SC, entre 01:00 e 04:00 UTC (período entre as linhas pontilhadas vermelha), observa-se um padrão ondulatório em todas as variáveis. Tal padrão não é tão evidente no experimento ST, indicando que o sinal da OG foi “amplificado” pela presença do relevo.

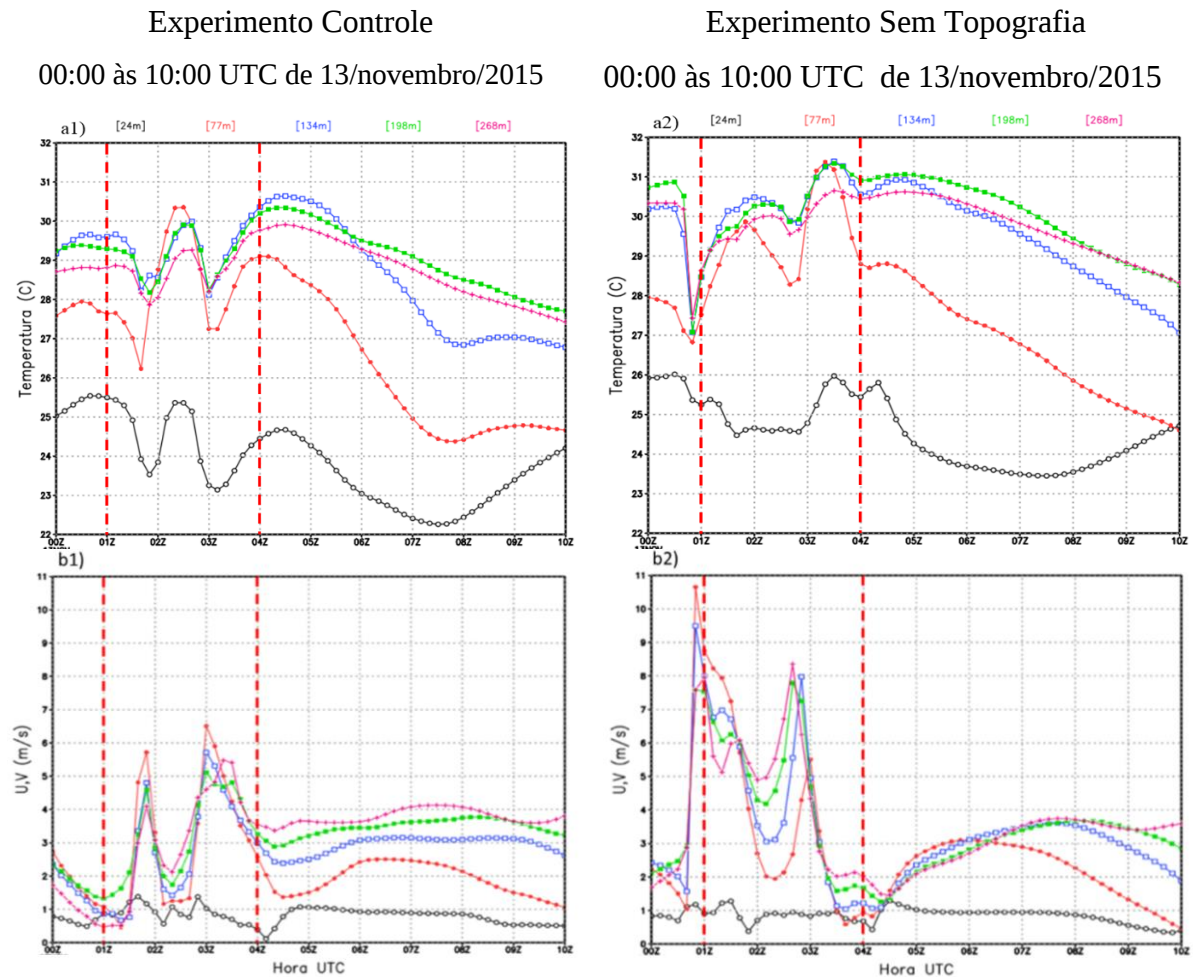
No experimento SC a variação (diferença entre o valor máximo [crista] e o valor mínimo [vale] do sinal ondulatório) de temperatura do ar foi, em média de $2^{\circ}C$, tendo uma variação máxima no nível de 77 m de $4^{\circ}C$ (Figura 13a1). A magnitude do vento horizontal (Figura 13b1), apresentou uma variação em torno de 1 m/s na altura de 24 m e de aproximadamente 4 m/s na altura de 77m. Nas alturas acima essa variação foi um pouco menor que 4 m/s.

Para o experimento ST foi possível notar que as variações não ocorrem de modo “padronizado” na maioria das alturas observadas, ou seja, o sinal ondulatório não apresentou uma frequência bem definida, como observado no experimento SC. Por exemplo, na altura de 24 m não há um sinal ondulatório nas séries de temperatura e intensidade do vento (Figuras 13a2 e 13b2). Além disso, na altura de 268 m a amplitude da onda nas séries de temperatura e velocidade do vento é muito menor que a amplitude observada no experimento SC.

Ressalta-se que uma possível explicação para os sinais mais fracos encontrados na altura de 24 m, principalmente para a intensidade do vento, deve-se à altura média do dossel florestal

de 40 m presente na região do sítio ATTO como relatado por Zahn e Dias (2016), funcionando assim como um filtro passa alta, situação esta similar ao observado no dados observacionais (Figura 7b).

Figura 13 – a) Série temporal do experimento controle – a1) da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), b1) magnitude do vento horizontal (m/s); Série temporal do experimento sem topografia - a2) da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), b2) magnitude do vento horizontal (m/s). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.

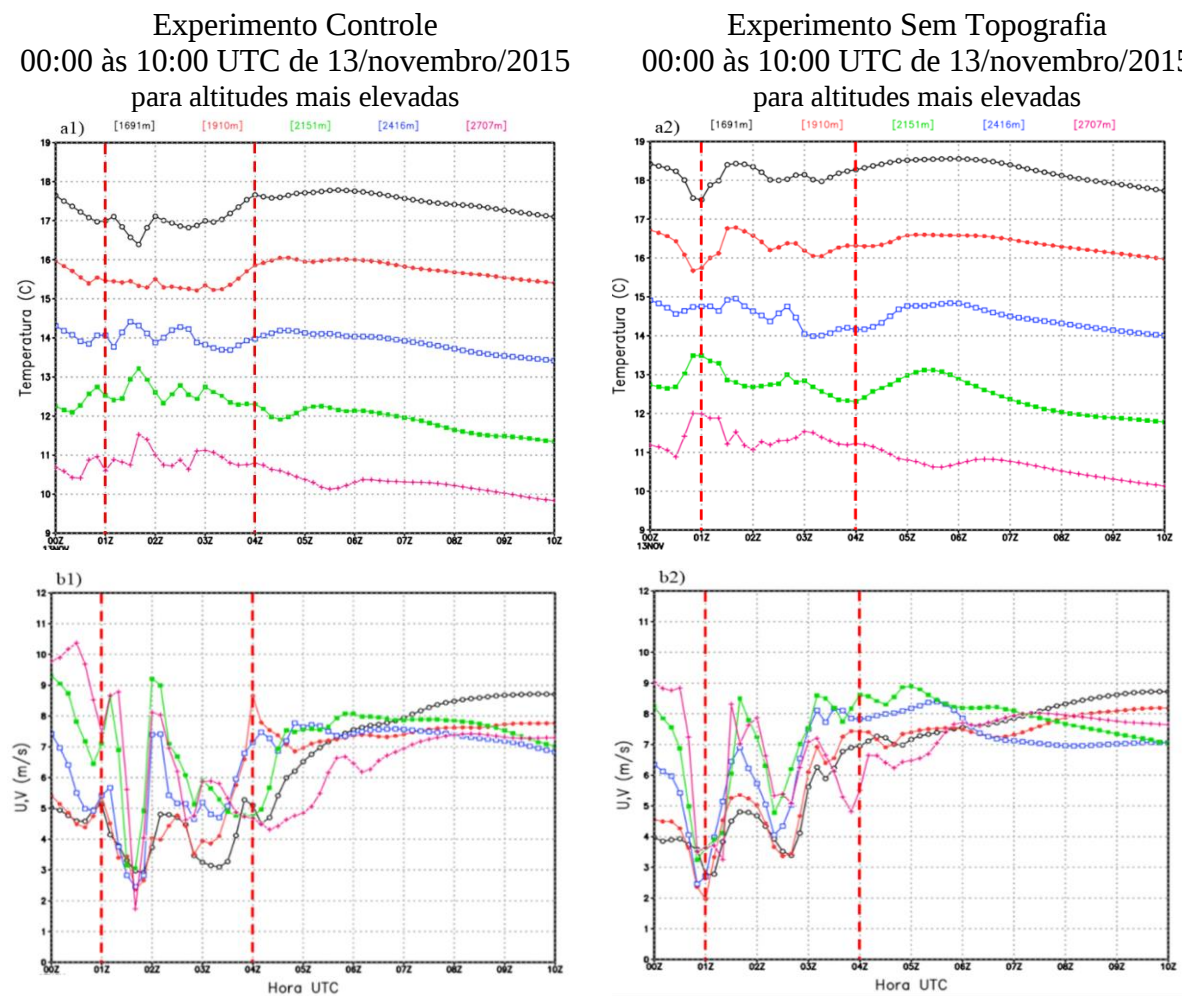


Nota-se que o forte padrão ondulatório nos sinais de temperatura e velocidade do vento observado no experimento controle deixa de ser tão “forte” quando: a topografia é removida (experimento ST) e com o aumento da altura. Acredita-se que a OG observada aqui, localizada próximo ao chão, teve como origem a orografia do terreno, levando-se em conta que o relevo da região apresenta morros que atigem 160 m de altura (Figura 5).

Para a confirmação de que as OG investigadas aqui apresentaram origem orográfica, recorreu-se a Figura 14, similar a Figura 13, mas agora são mostrados os valores da temperatura do ar (14a1 e 14a2) e da velocidade do vento (14b1 e 14b2), para ambos os experimentos, nas

alturas de 1691, 1910, 2151, 2416 e 2707 m. A Figura 14a1 e 14a2, mostra que as séries temporais da temperatura do ar praticamente não mostram sinal ondulatório. Ao fazer a análise da intensidade do vento para os níveis mais elevados, fica nítido que as variações ocorridas são desordenadas, com um fraco padrão ondulatório, tanto para SC, na Figura 14b1, como para ST, na Figura 14b2. Na altura de 3000 m (não mostrado aqui) não há mais evidências de comportamento ondulatório nas séries de temperatura e velocidade do vento.

Figura 14 – a) Série temporal para altitudes mais elevadas do experimento controle – a1) da temperatura do ar (°C), b1) magnitude do vento (m/s); Série temporal do experimento sem topografia- a2) da temperatura do ar (°C), b2) magnitude do vento (m/s). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.



Logo, pode-se inferir que o evento encontrado é uma OG com origem orográfica, ao passo que não houve convecção no dia do experimento e os sinais ondulatórios observados nas variáveis analisadas estão presentes apenas próximo à superfície.

Um outro parâmetro relevante durante um evento de OG é a *buoyancy* (flutuação) atmosférica, que é calculada segundo Tompkins (2001) pela Equação 9:

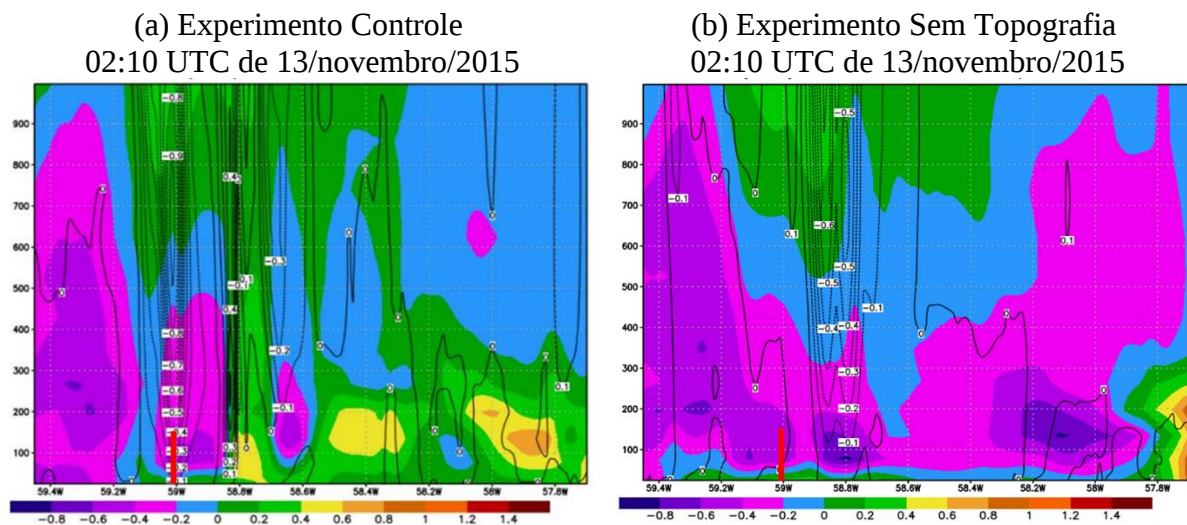
$$B = \frac{D\omega p}{Dt} = g \frac{\theta_v - \theta'_v}{\theta_v} \quad (\text{Equação 9})$$

Onde g é a aceleração da gravidade, θ_v é a temperatura potencial virtual e ωp corresponde à velocidade vertical da parcela de ar.

Como resultado, a Figura 15 mostra a *buoyancy* durante a passagem da OG, às 02:10 UTC, acima do sítio ATTO. É possível notar na SC (Figura 15a) com clareza os bolsões de ar gerados pela onda, havendo flutuação positiva nos *updrafts* de 0,2 a 0,4 m/s² e negativa com os *downdrafts* que variam entre -0,4 e -0,6 m/s², por todo o perfil longitudinal. Um bolsão de ar de aproximadamente 450 m de altura é puxado para próximo à superfície bem acima do sítio ATTO, devido à ação do ramo descendente da OG. Quando analisa-se a ST, na Figura 15b, a zona entre 50 e 550 m de altitude apresenta unicamente flutuação negativa, sem padrão de anternância opostamente ao observado na SC. Além disso, é possível notar que o padrão ondulatório é muito forte na região abaixo de 200 m. Acredita-se que a OG teve um papel muito importante no transporte de escalares nas aturas até 200 m.

As variações encontradas na SC são muito mais intensas do que as relatadas por Costantino e Heinrich (2014) em flutuações causadas por convecções, que superavam pouco a casa de 0,1 m/s². Como não há convecção sobre o ATTO neste dia e horário, expõe-se que a OG teve considerável influência na variação das parcelas de ar na atmosfera, com intensidade elevada.

Figura 15 – Perfil vertical da *Buoyancy* (sombreado, m/s²) e componente vertical do vento (linhas pretas, m/s), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude 58°59'59" W (linha vermelha).



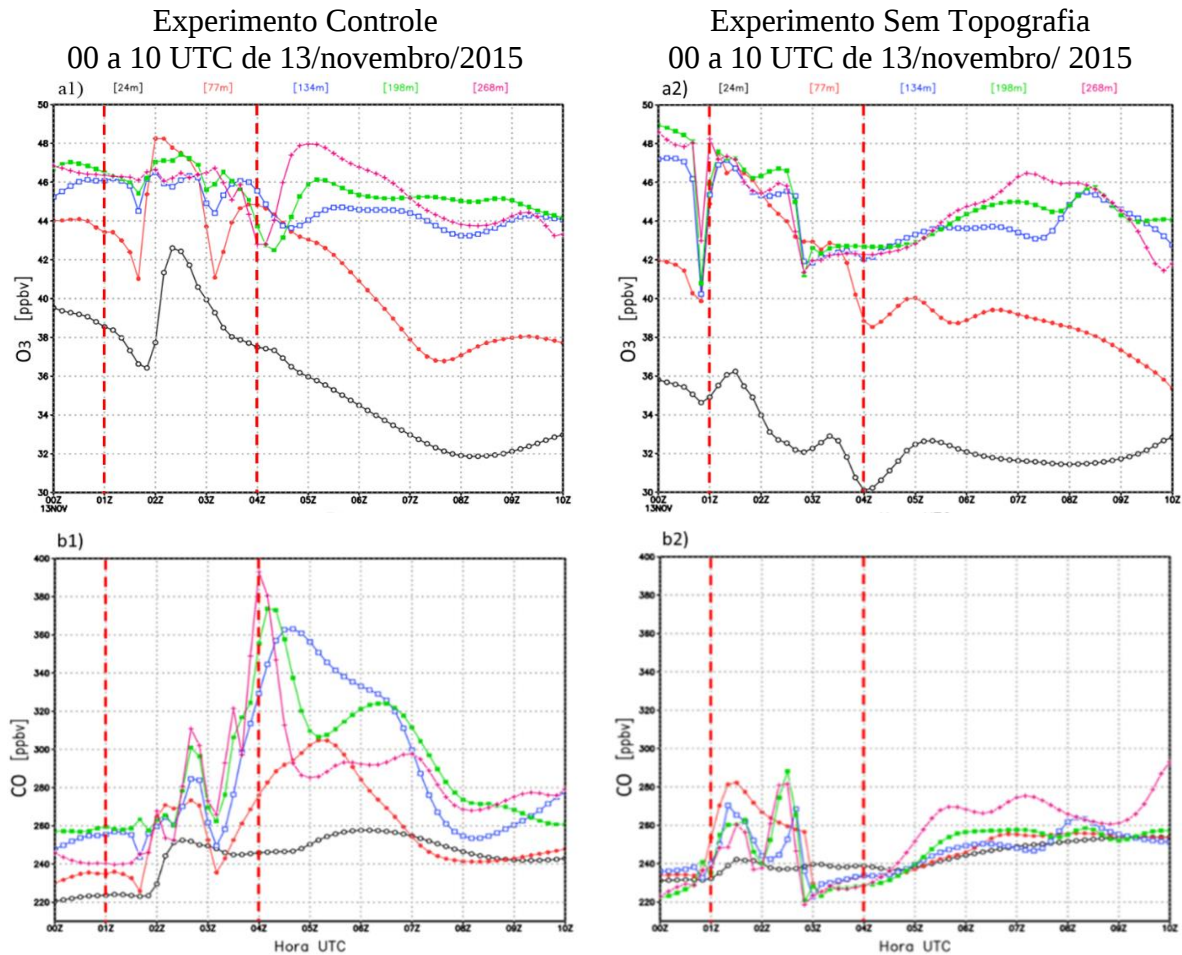
6.4 Simulação dos Gases transportados pela onda de gravidade

Nesta seção será dada atenção ao papel da OG orográfica no transporte de gases próximo à superfície acima do sítio ATTO, comparando-o com o transporte sem a presença da topografia.

Na Figura 16 são mostradas as concentrações dos gases O_3 e CO simulados durante o experimento SC (a1 e b1, respectivamente) e durante o experimento ST (a2 e b2, respectivamente) para a noite 12-13 de novembro de 2015 nas alturas 24, 77, 134, 198 e 268 m. As linhas tracejadas vermelhas estão delimitando o intervalo de tempo onde houve a presença da OG. Pode-se observar que:

- 1) No início da noite as concentração de O_3 simuladas no SC apresentam em torno de 2 ppbv a mais nas alturas de 24 e 77 m e 2 ppbv a menos nas alturas acima de 77 m, quando comparadas com o O_3 simulado no ST. No intervalo de ocorrência da OG é possível notar um significativo aumento de O_3 , principalmente nas alturas de 24 e 77 m, em ambos os experimentos.
- 2) Em relação ao CO, am ambos os experimentos houve aumento da concentração de CO durante a ocorrência da OG, similar ao ocorrido com o O_3 : no experimento SC, houve significativo aumento nas concentrações do gás de 240 para aproximadamente 380 ppbv (nível de 268 m), a partir das 02:00 UTC, momento muito próximo ao da passagem da OG sobre o ATTO (02:10 UTC), principalmente nos níveis 134, 198 e 268 m. No experimento ST, nota-se uma elevação momentânea entre, 01:00 e 03:00 UTC, nas concentrações de CO, de 240 a 280 ppbv, porém muito menos significativo que na simulação com topografia. Na altitude de 24 m, para SC a OG causa uma elevação da concentração de CO de 220 para 250 ppbv, enquanto que para ST, a concentração do gás basicamente não se altera, próximo de 240 ppbv.

Figura 16 – a) Série temporal do experimento controle – a1) da concentração de Ozônio (ppbv), b1) concentração do Monóxido de Carbono (ppbv); Série temporal do experimento sem topografia- a2) concentração do Ozônio (ppbv), concentração do Monóxido de Carbono (ppbv). A linha tracejada vermelha representa o período de ocorrência da OG.



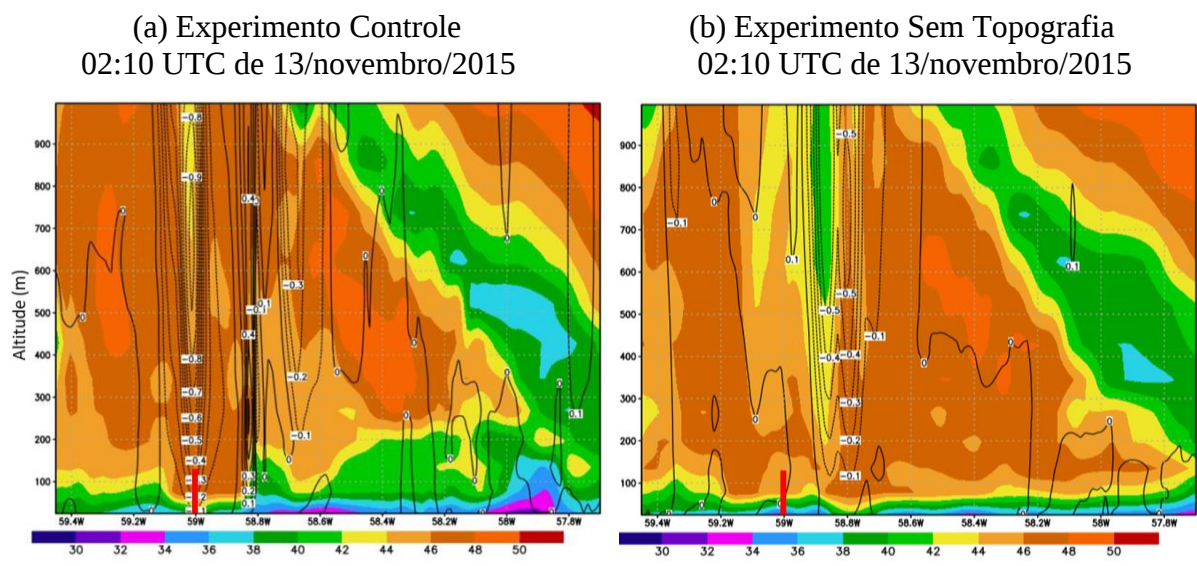
Deste ponto em diante, será mostrado o comportamento das concentrações de O_3 e CO na atmosfera próximo à superfície no momento da passagem da OG e todas as movimentações causadas em seu entorno, dando uma visão mais macro da situação naquele momento.

6.3.1 Ozônio

A Figura 17 mostra as concentrações de O_3 para a região circundante ao sítio ATTO (Latitude $2^{\circ}08' S$; Longitude $57,7^{\circ}$ a $59,5^{\circ} W$) até a altura de 1000 m, para o experimento SC (Figura 17a) e para o experimento ST (Figura 17b). Nota-se que a concentração de O_3 é mais elevada em maiores altitude, quando comparadas com as concentrações próximo à superfície, em ambos os experimentos. Este resultado era esperado, uma vez que durante a noite as concentrações de O_3 diminuem próximo à superfície devido a ausência de radiação solar. Mas as concentrações ainda são relativamente elevadas acima, na camada residual, a qual “guarda

informações” da camada convectiva do dia anterior (Hu et al. 2013). É interessante notar que às 02:10 UTC, no SC (Figura 17a), uma fase negativa da OG (*downdraft*) esteve exatamente acima do ATTO e produziu um transporte de O_3 da camada residual para a superfície, causando um aumento de aproximadamente 12 ppbv na concentração de O_3 superficial. Para o ST (Figura 17b), também é possível notar que a concentração de O_3 próximo a superfície (até 100 m de altura) é menor que na região imediatamente acima (camada residual), similar ao observado na SC. Observa-se também que os sinais da OG associados ao transporte vertical de O_3 não são tão intensos, quando se remove a topografia. Nota-se apenas um *downdraft* mais intenso formado próximo à região da ATTO, para o mesmo horário mostrado na Figura 17a. Opostamente ao observado na simulação com topografia, onde o O_3 sofreu elevação na sua concentração por ação de um vento subsidente, aqui o *downdraft* não ocorreu exatamente acima do ATTO e portanto não é possível observar aumentos superficiais de O_3 às 02:10 UTC.

Figura 17 – Perfil vertical da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) e velocidade vertical do vento (linhas pretas, m/s) para o experimento controle (a) e sem topografia (b), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude $58^{\circ}59'59''$ W (barra vermelha).

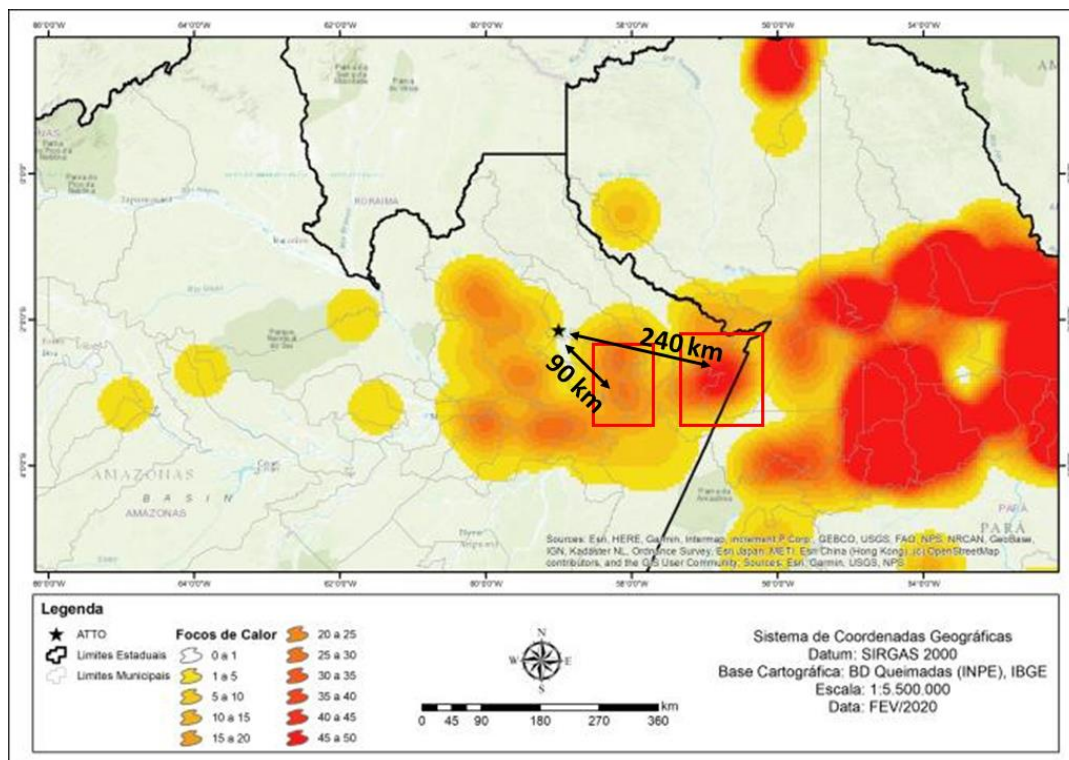


Portanto, uma das consequências da OG é a intensificação de ciclos positivos e negativos da velocidade vertical do vento afetando o transporte de O_3 da camada residual para a superfície e consequentemente produzindo aumentos superficiais de O_3 . Nota-se, ainda, mais a leste do sítio ATTO, uma pluma de queda na concentração do O_3 , que tem como origem queimadas identificadas na Figura 18, onde há provavelmente uma forte produção de NO_x , consequente do consumo de O_3 e elevação na concentração de CO. Baylon et al. (2015) também observaram considerável correlação negativa entre NO_x e O_3 , e redução nos níveis deste último durante

períodos noturnos, devido a ausência de fotólise.

Sabe-se que durante a estação “seca”, período em que este estudo de caso foi simulado, há vários focos de queimadas na região amazônica (ARTAXO et al., 2005). Na Figura 18 é apresentado um mapa de ocorrência de focos de queimada na região central da Amazônia no período de 12:00 UTC do dia 12 de novembro a 12:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015. A leste do sítio ATTO é possível observar a ocorrência de queimadas horas antes, como já mencionado anteriormente, em municípios próximos, como no município de Parintins-AM, em que ocorreram mais de 40 focos de queimada, no dia 12 de novembro de 2015, 240 km a leste do sítio ATTO. Um pouco mais próximo também, entre os municípios de Itapiranga-AM e região sul do município de São Sebastião do Uatumã-AM, ocorreram aproximadamente 20 focos de queimada no mesmo período citado, estando os focos destes municípios a aproximadamente 90 km a leste do ATTO.

Figura 18 – Mapa de ocorrência de focos de queimada na região central da Amazônia no período de 12:00 UTC do dia 12 de novembro a 12:00 UTC do dia 13 de novembro de 2015.



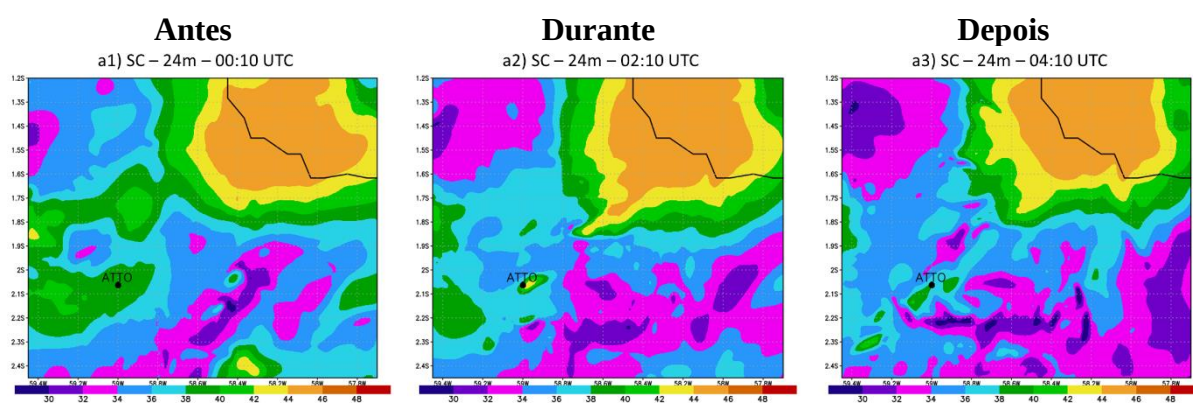
Fonte: Autoria própria.

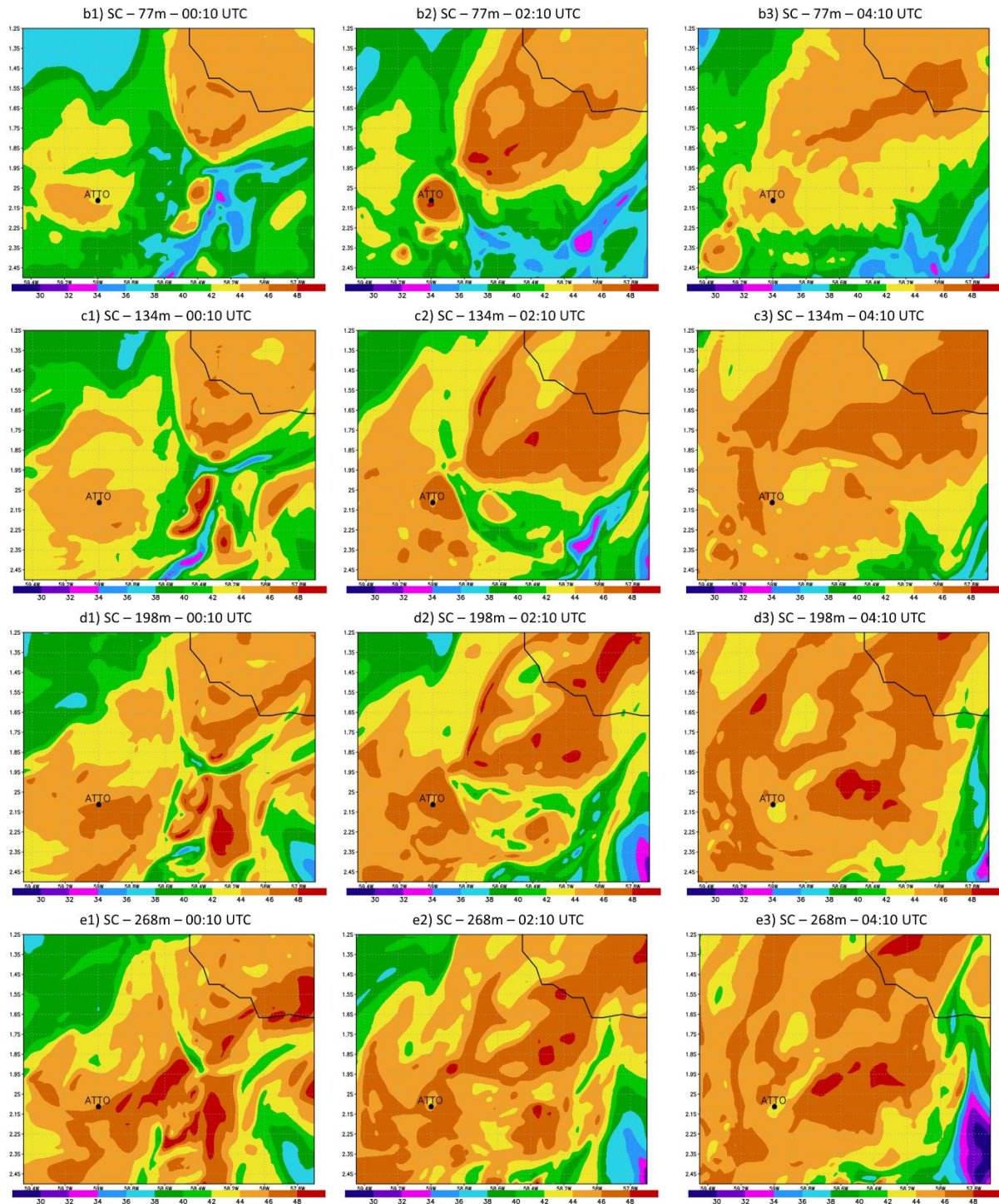
De acordo com o trabalho de Zeri e Sá (2011) uma OG apresenta a capacidade de produzir fluxos horizontais de escalares tais como calor sensível, vapor de água e CO₂. Com essa informação em mente e sabendo que há vários focos de queimadas à Leste do sítio ATTO, será

investigado aqui se nas simulações realizadas as OGs produziram um transporte horizontal de O_3 e CO das regiões de queimadas para o sítio de ATTO.

A Figura 19 mostra a distribuição horizontal da concentração de O_3 (sombreado, ppbv) no experimento SC, durante a noite 12-13 de novembro de 2015, para as alturas de 24, 77, 134, 198 e 268m. Os índices “1” correspondem ao horário de 00:10 UTC (antes da presença da OG), os índices “2” correspondem ao horário de 02:10 UTC (durante presença da OG) e os índices “3” correspondem ao horário de 04:10 UTC (em torno da dissipação da OG). Na altura de 24 m é possível observar o aspecto ondular nas concentrações de O_3 que são carreados pela onda. Períodos de máximos (44 - 46 ppbv) e mínimos (38 ppbv) se intercalam quando olha-se no sentido nordeste-sudoeste, principalmente às 02:10 UTC. Na altura de 77 m o padrão ondulatório (máximos e mínimos se intercalando no sentido nordeste-sudoeste) é mais intenso, quando comparado com a altura de 24 m. Nas alturas acima, esse padrão ondulatório começa a desaparecer e na altura de 268 m ele não é mais visível. Provavelmente esse desaparecimento está relacionado ao fato de que as maiores alturas estão dentro da camada residual, onde os valores de O_3 já são elevados. É interessante notar que a OG aparentemente apresenta a capacidade de transportar O_3 de um “bolsão” mais a nordeste (região onde existem também fontes de queimadas), para o sítio ATTO, principalmente nas alturas mais próximas do solo.

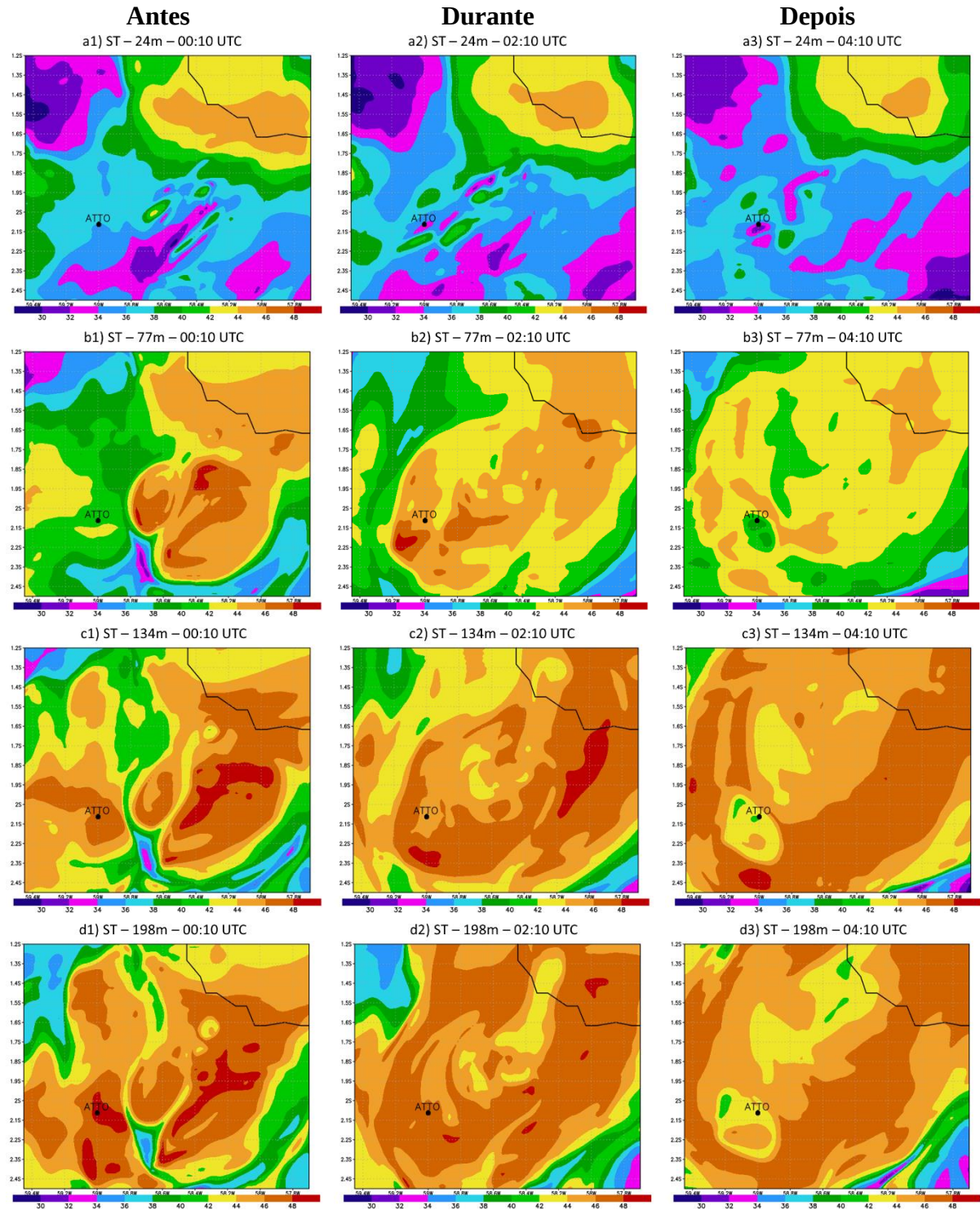
Figura 19 – Distribuição horizontal da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) para o experimento controle, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1), às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1), às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1), às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1), às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).

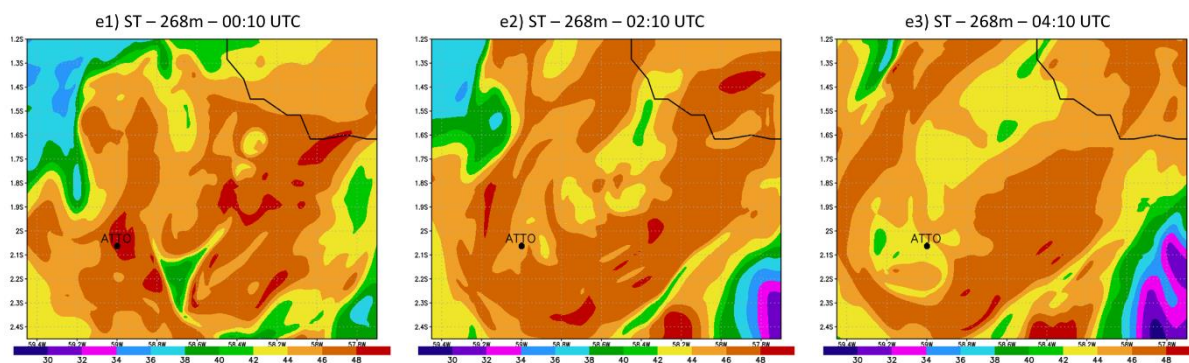




A Figura 20 é similar a Figura 19, mas agora são mostrados as distribuições horizontais da concentração de O_3 (sombreado, ppbv) para o experimento ST. É possível observar que nas alturas de 24 e 77 m há um fraco sinal ondulatório, ou seja, as regiões de máxima e mínima concentrações de O_3 , no sentido nordeste-sudoeste não estão bem definidos, tal como observado no experimento com topografia. Nas alturas de 134 m para cima oscilam muito pouco, possivelmente por estas alturas estarem na camada residual.

Figura 20 – Distribuição horizontal da concentração do O_3 (sombreado, ppbv) para o experimento sem topografia, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1), às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1), às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1), às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1), às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).

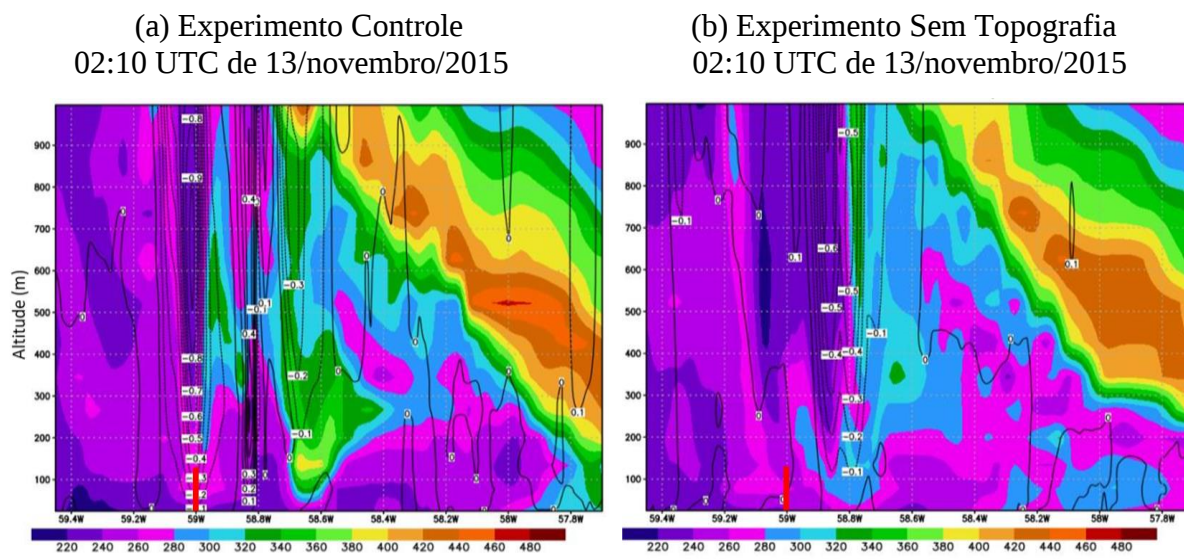




6.3.2 Monóxido de Carbono

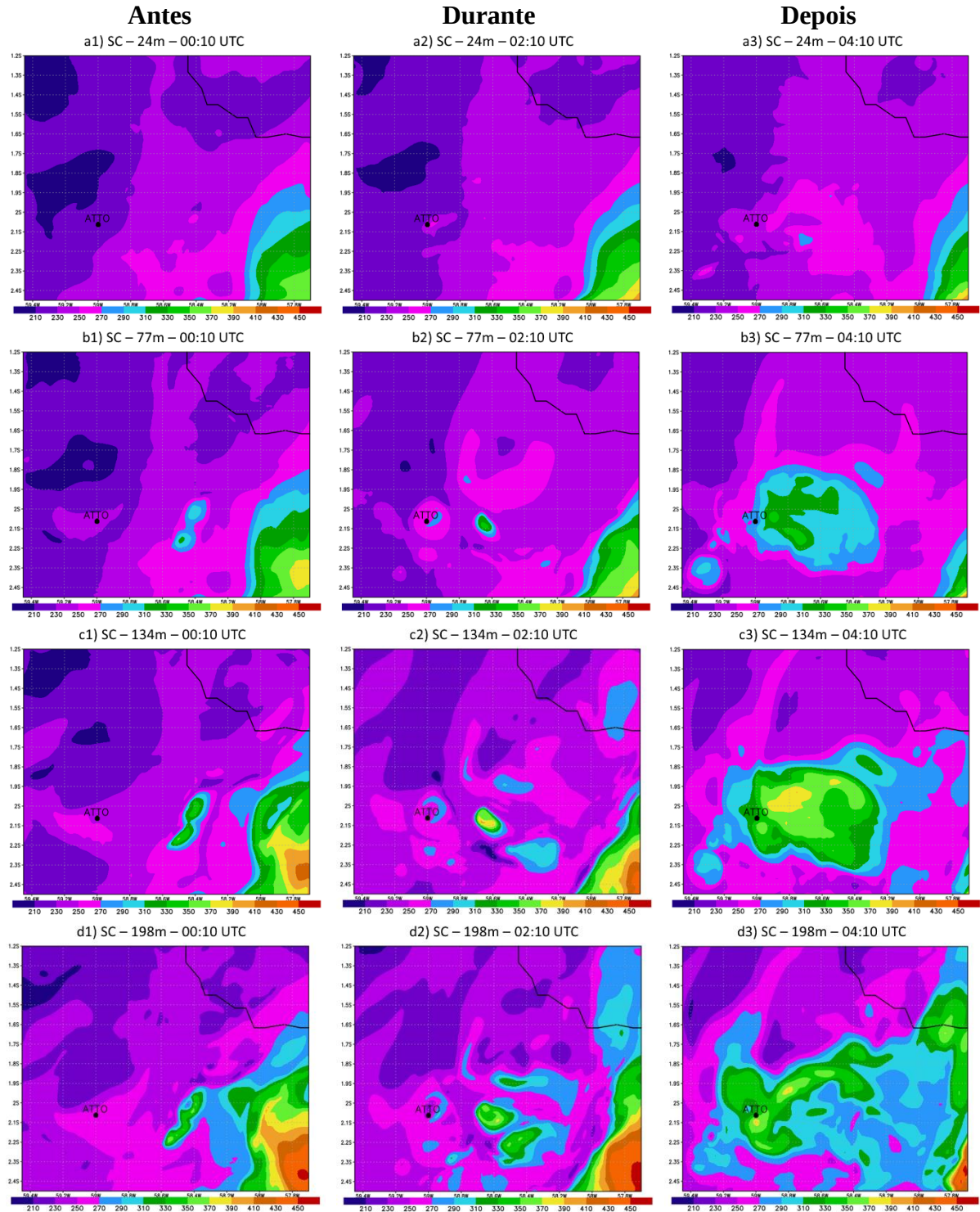
A Figura 21 mostra as concentrações de CO na latitude do sítio ATTO ($2^{\circ}08' S$), desde a superfície até a altura de 1000 m, para o experimento SC (Figura 21a) e experimento ST (Figura 21b). Nota-se que as concentrações de CO, para o SC, são relativamente baixas próximo à superfície, exceto a Leste da longitude $57,8^{\circ} W$, onde os valores de CO são elevados e coincidem com os focos de queimadas (Figura 18). Interessante observar que a partir dessa longitude há propagação dessa pluma rica de CO para Oeste e para altitudes mais elevadas chegando até 460 ppbv, provavelmente produzida pelas queimadas. Nota-se também que a OG, com sua fase negativa exatamente acima do sítio ATTO, desprende parte da pluma e a leva em direção ao ATTO, onde seus ramos de ventos descendentes trazem CO de níveis mais elevados para próximo da superfície (abaixo de 100 m), contribuindo para que haja um aumento nas concentrações de CO de 260 para até 400 ppbv. Analisando-se o ST, é possível notar que a remoção da topografia, enfraquece os sinais da OG e assim como o ocorrido com o O_3 (Figura 17b), o ar descendente carrega CO da “pluma” em direção a superfície, elevando as concentrações superficiais de CO próximas ao sítio ATTO. Porém esse processo de transporte vertical de CO é muito menos intenso quando comparado com o transporte ocorrido na simulação com topografia (Figura 21a). Na atual simulação, o aumento de CO em torno de 40 ppbv, foi bem menos intenso que os 140 ppbv de variação causada pela OG no experimento SC.

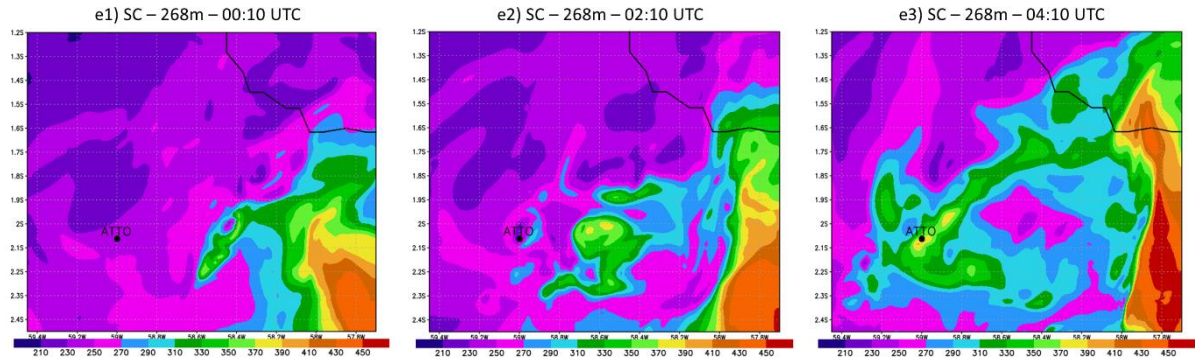
Figura 21 – Perfil vertical da concentração do CO (sombreado, ppbv) e velocidade vertical do vento (linhas pretas, m/s) para o experimento controle (a) e sem topografia (b), às 02:10 UTC do dia 13 de novembro de 2015. As linhas pontilhadas pretas significam vento descendente; as linhas sólidas significam vento ascendente. Torre ATTO na Longitude 58°59'59" W (barra vermelha).



A Figura 22 é similar a Figura 19, mas ela mostra a distribuição horizontal da concentração de CO (sombreado, ppbv) na SC, durante a noite 12-13 de novembro de 2015, para as alturas de 24, 77, 134, 198 e 268m. Os índices “1” correspondem ao horário de 00:10 UTC (antes da presença da OG), os índices “2” correspondem ao horário de 02:10 UTC (durante presença da OG) e os índices “3” correspondem ao horário de 04:10 UTC (em torno da dissipação da OG). Percebe-se então, tal qual para o O_3 , uma característica ondulatória, ou seja, com regiões de máximo e mínimos no sentido Leste-Oeste, principalmente a partir do nível 77m para cima. Acredita-se que muito provavelmente a OG esteja trazendo CO do grande bolsão do gás, a leste do sítio ATTO, com valores intercalados de 290 a 350 ppbv (máximos) e 250 ppbv (mínimos). É possível observar na imagem que a grande concentração de CO provavelmente é o centro dos focos de queimadas (Figura 18), muito comum na região durante o período menos chuvoso (entre os meses de junho a novembro).

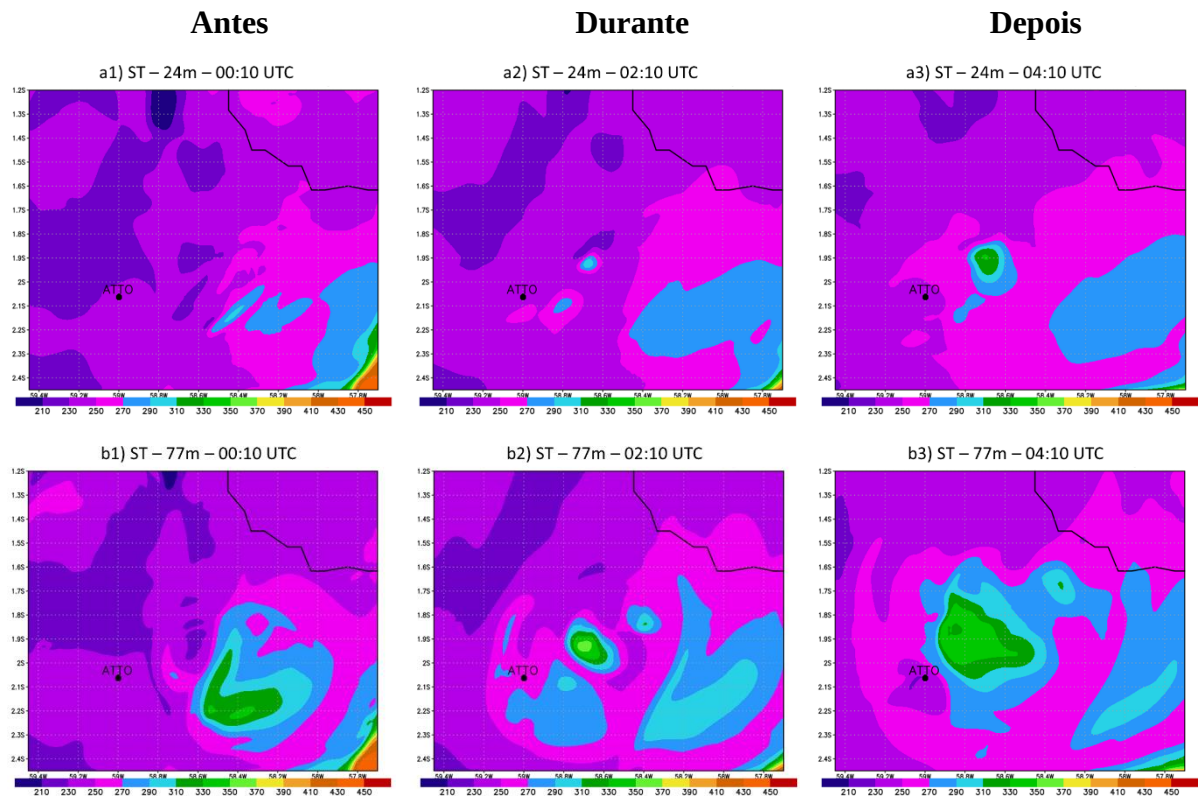
Figura 22 – Distribuição horizontal da concentração do CO (sombreado, ppbv) para o experimento controle, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1). às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1). às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1). às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1). às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).

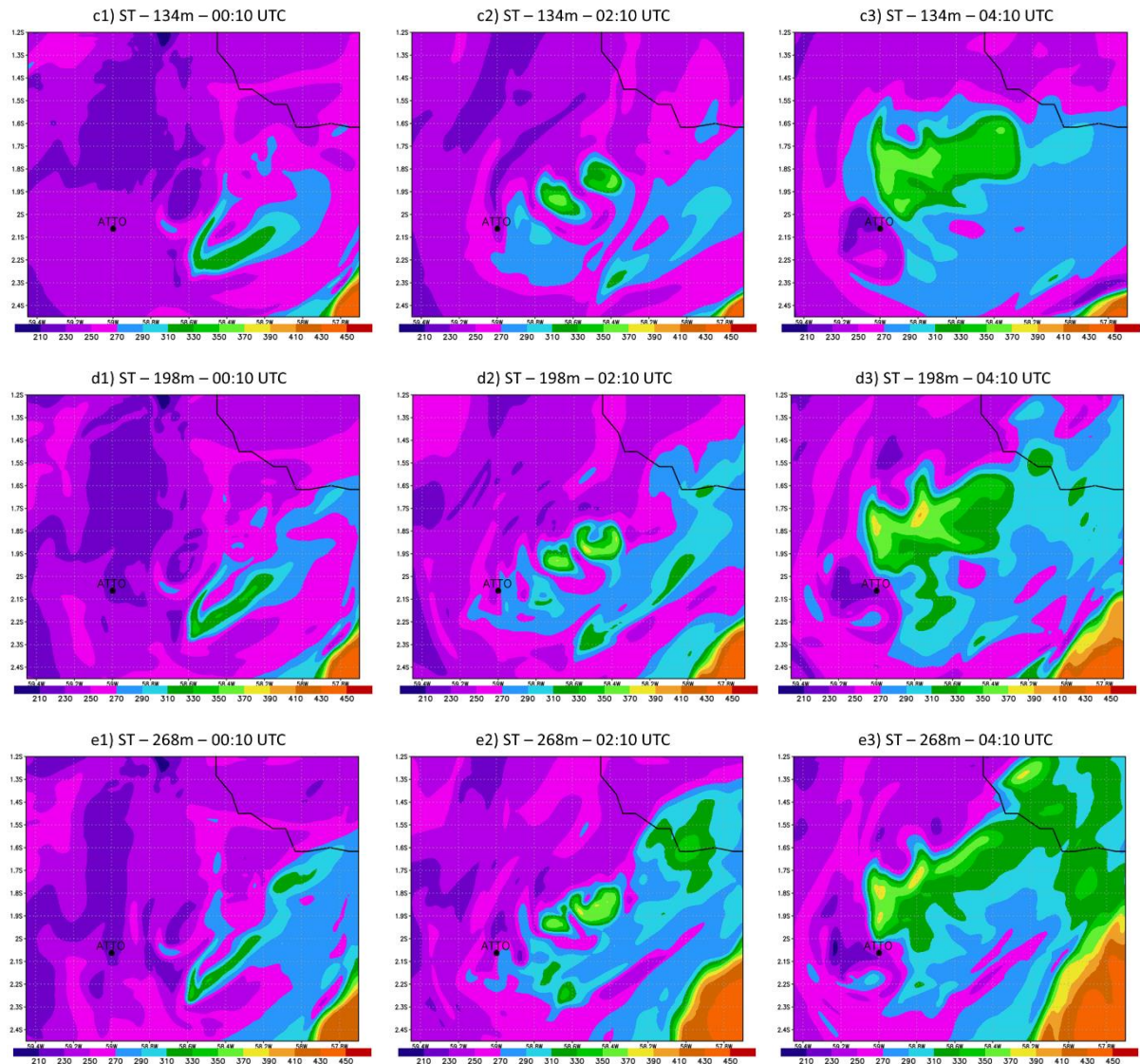




A Figura 23 é similar a Figura 22, mas agora estão sendo mostradas as concentrações de CO para o experimento ST. É possível notar, assim como observado no experimento SC, um movimento ondulatório no sentido Leste-Oeste, principalmente do nível de 77 m para cima. Contudo, as variações nas concentrações de CO (diferença entre máximos e mínimos) são consideravelmente menores que as observadas na SC.

Figura 23 – Distribuição horizontal da concentração do CO (sombreado, ppbv) para o experimento sem topografia, ao longo da noite de 12-13 de novembro de 2015, para as alturas – 24 m: às 00:10 UTC (a1), às 02:10 UTC (a2) e às 04:10 UTC (a3); 77m: às 00:10 UTC (b1), às 02:10 UTC (b2) e às 04:10 UTC (b3); 134m: às 00:10 UTC (c1), às 02:10 UTC (c2) e às 04:10 UTC (c3); 198m às 00:10 UTC (d1), às 02:10 UTC (d2) e às 04:10 UTC (d3) e 268m às 00:10 UTC (e1), às 02:10 UTC (e2) e às 04:10 UTC (e3).





A utilização de ferramenta de modelagem numérica para a simular o comportamento e atuação de OG no transporte de gases, umidade e outros escalares também foi feita em alguns outros trabalhos.

Na Califórnia, Yates et al. (2013) utilizaram o modelo *Realtime Air Quality Modeling System* (RAQMS) para corroborar com medições aéreas feitas no fluxo de O_3 entre a estratosfera e a troposfera. O O_3 foi utilizado como parâmetro devido a sua concentração ser muito mais elevada na estratosfera e, as simulações com RAQMS capturaram eventos de OGs que causavam intrusões do gás na troposfera, bem como o transporte de vapor d'água e as variações sazonais de CO_2 para essa região.

Vosper et al. (2018) observaram ocorrência de OGs orográficas na Península Antártica, utilizando o modelo numérico *Numerical Weather Prediction* (NWP) e concluíram como incerto o resultado da modelagem para análises de sub-grade, porém satisfatórias em escala

meso. A modelagem também apontou que a OG não transporta diretamente gases em escalas maiores, porém sua quebra gera turbulência atmosférica que influencia diretamente na razão de mistura dos gases e do fluxo de momento.

7 CONCLUSÕES

O objetivo principal deste trabalho foi estudar o papel da topografia do sítio experimental do ATTO (*Amazon Tall Tower Observatory*) na indução de ondas de gravidade que podem exercer importante papel no transporte de gases do efeito estufa.

Aplicou-se a Transformada *Wavelet* nos dados coletados no sítio ATTO e identificou-se um caso de onda de gravidade no período noturno, entre os dias 12 e 13 de novembro de 2015. Ressalta-se o fato de que, neste período não havia atividade convectiva na região entorno do sítio ATTO, que corrobora para que a formação desta onda não esteja associada a presença de nuvens na região. Posteriormente, através das simulações numéricas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS constatou-se a origem topográfica desta onda, bem como sua propagação e influência nas trocas de gases sobre a região do sítio ATTO. Foram realizadas duas simulações: a primeira representou o experimento controle e outra o teste de sensibilidade (sem topografia). Os resultados mostraram importantes diferenças da dinâmica e química da atmosfera, principalmente com o evidenciamento de uma onda de gravidade no experimento controle, fato este que não se repetiu na ausência da topografia local.

Outra importante conclusão foi que esta onda de gravidade promoveu o transporte de O_3 da camada residual para níveis mais baixos, causando elevação na concentração de O_3 junto à superfície, durante o período noturno quando não há a radiação solar.

Adicionalmente, foram observados focos de queimadas a Leste do sítio ATTO durante esses dois dias do estudo de caso, e a simulação controle mostrou uma pluma rica de CO (460 ppbv) propagando-se na direção Oeste e atingindo altitudes mais altas. Nesse instante, a onda de gravidade estava em sua fase negativa, logo acima do sítio ATTO, onde seus ramos de correntes descendentes transportaram este CO dos níveis mais elevados para próximo da superfície, contribuindo para o aumento nas concentrações de CO de 260 para até 400 ppbv.

Portanto, os resultados além de terem possibilitado a observação da estrutura tridimensional da onda de gravidade, também mostraram que a topografia dessa região gera essas ondas de gravidade que transportam gases do efeito estufa para superfície. Estes resultados são importantes pois a visualização tridimensional da propagação da onda de gravidade, permitindo a análise do transporte de gases por ela exercidos que são de extrema relevância na saúde humana, animal e vegetal, como é o caso do ozônio, perigoso em altas concentrações próximo à superfície.

REFERÊNCIAS

- ACEVEDO O. C.; MORAES O. L. L.; DEGRAZIA G. A.; FITZJARRALD D. R.; MANZI A.; O. CAMPOS J. G. "Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?". **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, n.1, p. 1-10, 2009.
- ACEVEDO O.; COSTA F.; OLIVEIRA, P.E.S.; PUHALES, F.S.; DEGRAZIA, G.A.; ROBERTI, D.R. The influence of submeso processes on stable boundary layer similarity relationships. **J. Atmos. Sci.** v.71, n.1, p.2017–2225, 2014. [https://doi.org/ 10.1175/JAS-D-13-0131.1](https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0131.1).
- ANDREAE, M. O.; ACEVEDO, O. C.; ARAÚJO, A.; ARTAXO, P.; BARBOSA, C. G. G.; BARBOSA, H. M. J.; BRITO, J.; CARBONE, S.; CHI, X.; CINTRA, B. B. L.; DA SILVA, N. F.; DIAS, N. L.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; DITAS, F.; DITZ, R.; GODOI, A. F. L.; GODOI, R. H. M.; HEIMANN, M.; HOFFMANN, T.; KESSELMEIER, J.; KÖNEMANN, T.; KRÜGER, M. L.; LAVRIC, J. V.; MANZI, A. O.; MORAN-ZULOAGA, D.; NÖLSCHER, A. C.; NOGUEIRA, D.S.; PIEDADE, M. T. F.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; RIZZO, L. V.; RO, C.U.; RUCKTESCHLER, N.; SÁ, L. D. A.; SÁ, M. D. O.; SALES, C. B. A.; SANTOS, R. M. N. D.; SATURNO, J.; SCHÖNGART, J.; SÖRGEL, M.; DE SOUZA, C. M.; DE SOUZA, R. A. F.; SU, H.; TARGHETTA, N.; TÓTA, J.; TREBS, I.; TRUMBORE, S.; EIJCK, A.V.; WALTER, D.; WANG, Z.; WEBER, B.; WILLIAMS, J.; WINDERLICH, J.; WITTMANN, F.; WOL, S.; YÁÑEZ-SERRANO, A. M. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) in the remote Amazon Basin: overview of first results from ecosystem ecology, meteorology, trace gas, and aerosol measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics (ACP) Journal**, v. 15, p. 1–127, 2015.
- ANTONELLI, A.; ZIZKA, A.; CARVALHO, F. A.; SCHARN, R.; BACON, C. D.; SILVESTRO, D.; CONDAMINE, F. L. Amazonia is the primary source of Neotropical biodiversity. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n.23, p. 6034-6039, 2018.
- ARTAXO, P.; GATTI, L. V.; CÓRDOVA LEAL, A. M.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; PROCÓPIO, A. S.; RIZZO, L. V. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amaz.**, Manaus, v. 35, n. 2, p. 185-196, junho de 2005. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59672005000200008&lng=en&nrm=iso. Acesso em 07 fev 2019. <http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672005000200008>.
- ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. Second Edition. Orlando, Florida: Elsevier, 2001. (International Geophysics Series, v. 79).
- ATTO PROJECT. Projeto Amazon Tall Tower Observatory - Gallery. Disponível em <https://www.attoproject.org/pt/multimidia/gallery/>. Acesso em 10 set 2019.
- AUBINET, M.; GRELLE, A.; IBROM, A.; RANNIK, U.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, TH.; KOWALSKI, P.; MARTIN, P.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T.; MORGENSTER, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchanges of European forests: the EUROFLUX methodology. **Adv. Ecol. Res.** V.30, p. 113–174, 2000.

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, p. 22519-22544, 1998.

BAYLON, P. et al. Ozone enhancement in western US wildfire plumes at the Mt. Bachelor Observatory: The role of NO_x. **Atmospheric Environment**, v. 109, p. 297-304, 2015.

BELUŠIĆ, D.; GÜTTLER, I. Can mesoscale models reproduce meandering motions? **Q J R Meteorol Soc.** v.136, p. 553–565, 2010. <https://doi.org/10.1002/qj.606>.

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.

BETTS, A. K. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondonia during the rainy season. **Journal of Geophysical Research**: v.107, N°.D20.8065, 2002. doi:10.1029/2001JD000356.

BLUMEN, W. *et al.* Turbulence statistics of a Kelvin–Helmholtz billow event observed in the night-time boundary layer during the Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study field program. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 34, n. 2-4, p. 189-204, 2001.

CAVA, D.; GIOSTRA, U.; KATUL, G. Characteristics of gravity waves over an Antarctic ice sheet during an austral summer. **Atmosphere**, v.6, n.9, p. 1271-1289, 2015.

CAVA, D.; GIOSTRA, U.; SIQUEIRA, M.; KATUL, G. Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v.112, n.1, p. 129-157, 2004.

CHUNCHUZOV, I. P. *et al.* Influence of internal gravity waves on meteorological fields and gas constituents near Moscow and Beijing. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 53, n. 5, p. 524-538, 2017.

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.

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.

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

CUXART, J.M.; JIMÉNEZ, A.; MARTÍNEZ, D.. Nocturnal meso-beta basin and katabatic flows on a midlatitude island. *Mon. Wea. Rev.* v.135, p. 918–932, 2007.

DAPPER, S. N.; SPOHR, C.; ZANINI, R. R. Poluição do ar como fator de risco para a saúde: uma revisão sistemática no estado de São Paulo. **Estudos Avançados**. v.30, n.86, p. 83-97, 2016.

DAUBECHIES, I. “Ten lectures on wavelets. CBMS-NSF regional conference series in applied mathematics”. **Society for industrial and Applied Mathematics**, Philadelphia, PA, v. 61, p. 377, 1992.

DIAS-JÚNIOR, C. Q.; SÁ, L. D. A.; PACHÊCO, V. B.; DE SOUZA, C. M. Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the Amazon forest. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v.115, p. 1-8, 2013.

DITAS, F.; PÖHLKER, C.; BARBOSA, H.; BRITO, J.; CHI, X.; KRÜGER, M. L.; MORAN, D.; SATURNO, J.; SU, H.; MANZI, A. O.; ARTAXO, P.; PÖSCHL, U.; ANDREAE, M. O. Seasonal and diurnal cycling of aerosol particles in and above the canopy in the Amazon rain forest. *In: EGU General Assembly Conference Abstracts*, 17., 2015, Viena. **Abstracts**. Viena, EGU, 2015. p. 13355.

FARES, S.; VARGAS, R.; DETTO, M.; GOLDSTEIN, A. H.; KARLIK, J.; PAOLETTI, E.; VITALE, M. Tropospheric ozone reduces carbon assimilation in trees: estimates from analysis of continuous flux measurements. **Global Change Biology**, v.19, n.8, p. 2427-2443, 2013.

FEARNSIDE, P. M. A água de São Paulo e a floresta amazônica. **Ciência Hoje**, Cad. Opinião, p. 63-65, 2004. Disponível em: http://philip.inpa.gov.br/publ_restritas/2004/S%20PAULO-agua-C%20hoje.pdf. Acesso em: 03 mai 2019.

FERNANDO, H. J. S.; WEIL, J. C. Whither the stable boundary layer? A shift in the research agenda. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.91, n.11, p. 1475-1484, 2010.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16839-16850, 1990.

FOKEN, T.; NAPO, C. J. **Micrometeorology**. Berlin: Springer, 2008. v.2.

FOKEN, TH.; WICHURA, B. Tools for the quality assessment of surface-based flux measurements. **Agric. For. Meteor.** v.78, p. 83–105, 1996.

FOVELL, R.; DURRAN, D.; HOLTON, J. R. Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves. **J. Atmos. Sci.**, v.49, p. 1427–1442, 1992.

FREITAS, S. R. *et al.* 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 (Online)*,

v.7, p. 8571-8595, 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 áreas. **Geoscientific Model Development**, p. 189-222, 2017.

GAMAGE, N.; HAGELBERG, C. Detection and analysis of microfronts and associated coherent events using localized transforms. **J. Atmos. Sciences**, v.50, n.5, p. 750-756, 1993.

GARDA, A. A.; SILVA, J. M. C.; BAIÃO, P. C. Biodiversity conservation and sustainable development in the Amazon. **Systematics and Biodiversity**, v.8, n.2, p. 169-175, 2010.

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, n.15, p. 1–15, 2006.

GILL INSTRUMENTS LTD. Site oficial da empresa. **Catálogo de produtos**. Disponível em <http://gillinstruments.com/products/anemometer/windmaster-range.html>. Acesso em 04 de abril de 2019.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C. JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Process Geophys**, v.11, n.5–6, p. 561–566, 2004.

GÜTTLER, I.; BELUŠIC, D. The nature of small-scale non-turbulent variability in a mesoscale model. **Atmos. Sci. Lett.** v.13, p. 169–173, 2012. <https://doi.org/10.1002/asl.382>.

HOWELL, J. F.; SUN, J. Surface-layer fluxes in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 495-520, 1999.

HU, X. M. *et al.* Impact of the vertical mixing induced by low-level jets on boundary layer ozone concentration. **Atmospheric Environment**, v. 70, p. 123-130, 2013.

HU, X.; LEE, X.; STEVENS, D. E.; SMITH, R.B. A numerical study of nocturnal wavelike motion in forests. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.102, n.2, p. 199–223, 2002. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1013167228992>.

HYDROLOGICAL SERVICE PTY LTD. Site oficial da empresa. **Catálogo de produtos**. Disponível em <https://www.hydrologicalusa.com/products/meteorology/tipping-bucket-rain-gauges/tb4-tipping-bucket-rain-gauge/>. Acesso em 04 de abril de 2019.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. INPE/CPTEC. **Acervo de imagens de satélite**. 2019. Disponível em <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>. Acesso em 29 de novembro de 2019.

KATUL, G. G. *et al.* Active turbulence and scalar transport near the forest–atmosphere interface. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 12, p. 1533-1546, 1998.

LANE, T. P.; KNIEVEL, J. C. Some effects of model resolution on simulated gravity waves generated by deep, mesoscale convection. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 62, n. 9, p.

3408-3419, 2005.

LEE, X. Gravity waves in a forest: a linear analysis. **J. Atmos. Sci.**, v.54, n.21, p. 2574–2585. 1997.

LEE, X.; NEUMANN, H. H.; DENHARTOG, G.; FUENTES, J. D.; BLACK, T. A.; MICKLE, R. E.; YANG, P. C.; BLANKEN, P. D. Observation of gravity waves in a boreal forest. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.84, n.3, p. 383–398. 1997.

LIU, P. W. G.; TSAI, J. H.; LAI, H. C.; TSAI, D. M.; LI, L. W. Establishing multiple regression models for ozone sensitivity analysis to temperature variation in Taiwan. **Atmospheric Environment**, v. 79, p. 225-235, 2013.

LIZUNOV, G.; HAYAKAWA, M. Atmospheric gravity waves and their role in the lithosphere-troposphere-ionosphere interaction. **IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials**, v. 124, n. 12, p. 1109-1120, 2004.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M.; MARECÁL, V.; RODRIGUES, L.F.; PANETTA, J.; ALONSO, M.F.; ROSÁRIO, N. E.; MOREIRA, D. S.; GÁCITA, M. S.; ARTETA, J.; FONSECA, R.; STOCKLER, R.; KATSURAYAMA, D. M.; FAZENDA, A.; BELA, M. The Chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geoscientific Model Development**. v.6, n.1, p. 1173–1222, 2013.

MAHRT, L. Stably stratified atmospheric boundary layers. **Annu Rev Fluid Mech.**, v.46, p. 23–45, 2014. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141354>.

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

MAHRT, L.; LEE, X.; BLACK, A.; NEUMANN, H.; R. M. STAEBLER. Nocturnal Mixing in a Forest Subcanopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.101, n.1, p. 67–78, 2000. doi:10.1016/S0168-1923(99)00161-6.

MAHRT, L.; MOORE, E.; VICKERS, D.; JENSEN N. O. Dependence of turbulent and mesoscale velocity variances on scale and stability. **J. Appl. Meteor.**, v.40, p. 628–641, 2001.

MARCO, A. de.; SICARD, P.; FARES, S.; TUOVINEN, J. P.; ANAV, A.; PAOLETTI, E. Assessing the role of soil water limitation in determining the Phytotoxic Ozone Dose (PODY) thresholds. **Atmospheric environment**, v. 147, p. 88-97, 2016.

MARTINS, H. S. **Variabilidade em escala associada com jatos de baixo nível e ondas de gravidade na camada limite noturna do Pantanal**. 2011. 148f. Tese (doutorado). Universidade Federal de Santa Maria. Repositório digital. Disponível em: <https://repositorio.ufsm.br/bitstream/handle/1/3918/MARTINS%20c%20HARDINEY%20DO%20SANTOS.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso em: 02 fev 2020.

MASSMAN, W.J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. **Agric. For. Meteorol.** v.113, p. 121–144, 2002.

MELO, A. M.; Q. DIAS-JÚNIOR, C. Q.; COHEN, J. C. P.; SÁ, L. D.A., CATTANIO, J. H.; KUHN, P. A. F. Ozone transport and thermodynamics during the passage of squall line in Central Amazon. **Atmospheric Environment**, v.206, p. 132-143, 2019.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; ROSÁRIO, N. M. E.; 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 CO₂ budget in South America. **Geos. Model Devel.**, v.6, p. 1243-1259, 2013.

NAPPO, C. J. **An introduction to atmospheric gravity waves**. Second Edition. Amsterdam: Academic press, 2013.

NAPPO, C. J. Sporadic breakdowns of stability in the PBL over simple and complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v.54, n.1-2, p. 69-87, 1991.

NAPPO, C.J.; SUN, J.; MAHRT, L.; BELUŠIĆ, D. Determining wave–turbulence interactions in the stable boundary layer. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.95, p. ES11–ES13, 2014. <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00235.1>.

OLIVEIRA P. E. S.; ACEVEDO O. C.; MORAES O. L. L.; ZIMERMANN H. R.; TEICHRIEB C. Nocturnal Intermittent Coupling Between the Interior of a Pine Forest and the Air Above It. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.146, n.1, p. 45-64, 2013. DOI 10.1007/s10546-012-9756-z.

PAOLETTI, E. Ozone impacts on forests. **CAB Reviews: Perspectives in Agriculture, Veterinary Science, Nutrition and Natural Resources**, v.2, n.068, p. 13, ref.115, 2007.

PIANI, C.; DURRAN, D.; ALEXANDER, M. J.; HOLTON, J. R. A numerical study of three-dimensional gravity waves triggered by deep tropical convection and their role in the dynamics of the QBO. **J. Atmos. Sci.**, v.57, p. 3689–3702, 2000.

PICARRO INC. Site oficial da empresa. **Catálogo de produtos**. Disponível em https://www.picarro.com/products/discontinued_analyzer_models. Acesso em 04 de abril de 2019.

REES, J.M.; DENHOLM-PRICE, J.C.W.; KING, J.C.; ANDERSON, P.S. A climatological study of internal gravity waves in the atmospheric boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v.57, p. 511–526, 2000.

RITTER, C. D.; MCCRATE, G.; NILSSON, R. H.; FEARNSIDE, P. M.; PALME, U.; ANTONELLI, A. Environmental impact assessment in Brazilian Amazonia: Challenges and prospects to assess biodiversity. **Biological Conservation**, v.206, p. 161-168, 2017.

ROBINSON, S. K. Coherent motions in the turbulent boundary layer, **Annual Rev. of Fluid Mechanics**, v.23, p. 601-639, 1991.

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; SILVA, P. R. T. D.; GOMES, W. B.; VERGASTA, L. A.; MOURA, R. G. D.; TRINDADE, M. S. P.; PEDROSA, A. L.; SILVA, J. J. S. D. Reciclagem de precipitação na Bacia Amazônica: o papel do transporte de umidade e da evapotranspiração da superfície. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, n.3, p. 387-398, 2017.

SAVIJÄRVI, H.; AROLA, A.; RÄISÄNEN, P. Short-wave optical properties of precipitating water clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 883-899, 1997.

SICARD, P.; CODDEVILLE, P.; GALLOO, J. C. Near-surface ozone levels and trends at rural stations in France over the 1995–2003 period. **Environmental monitoring and assessment**, v.156, n.1-4, p. 141-157, 2009.

SONG, I.S.; CHUN, H. Y.; LANE, T. P. Generation mechanisms of convectively forced internal gravity waves and their propagation to the stratosphere. **J. Atmos. Sci.**, v.60, p. 1960–1980, 2003.

STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. A. M.; NAPPO, C. J.; VAN DE WIEL, B. J. H.; MAHRT, L. Exploring the possible role of small-scale terrain drag on stable boundary layers over land, **J. Appl. Met. Clim.** v.47, n.10, p. 2518-2530, 2008. DOI: 10.1175/2008JAMC1816.1

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Springer Science & Business Media: Dordrecht, The Netherlands, v. 13, 1988.

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

SUN, J.; NAPPO, C.J.; MAHRT, L.; BELUŠIĆ, D.; GRISOGONO, B.; STAUFFER, D.R.; PULIDO, M.; STAQUET, C.; JIANG, O.; POUQUET, A.; YAGÜE, C.; GALPERIN, B.; SMITH, R.B.; FINNIGAN, J.J.; MAYOR, S.D.; SVENSSON, G.; GRACHEV, A.A.; NEFF, W.D. Review of wave-turbulence interactions in the stable atmospheric boundary layer. **Rev Geophys.**, v.53, p. 956–993, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015RG000487>.

SUN, Z.; SHINE, K. P. Studies of the radiative properties of ice and mixed-phase clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.120, n.515, p. 111-137, 1994.

THERMO ELECTRON CORP. Site oficial da empresa. **Catálogo de produtos**. Disponível em <https://www.thermofisher.com/order/catalog/product/49I#/49I>. Acesso em 04 de abril de 2019.

THOMAS, C.; FOKEN, T. Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. **Theoretical and Applied Climatology**, v.80, n.2-4, p. 91-104, 2005.

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. Geoph. Res.**, v.94, p. 16287-16301, 1989. DOI: 10.1029/JD094iD13p16287.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p. 61-78, 1998. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079).

TURNIPSEED, A. A. *et al.* Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain: Part 2: Mesoscale effects. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, n. 3-4, p. 187-205, 2004.

VIANA, S.; YAGÜE, C.; MAQUEDA, G. Propagation and effects of a mesoscale gravity wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during the SABLES2006 field campaign. **Boundary-layer meteorology**, v.133, n.2, p. 165-188, 2009.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **J. Atmos Ocean Technol.** V.20, p. 660–672, 2003.

VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P. R. A.; KRUIJT B. Scale Variability of Atmospheric Surface Layer Fluxes of Energy and Carbon over a Tropical Rain Forest in Southwest Amazonia. I. Diurnal Conditions. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p. 8062, 2002. DOI: 10.1029/2001JD000379.

VOSPER, S. B. *et al.* Current challenges in orographic flow dynamics: turbulent exchange due to low-level gravity-wave processes. **Atmosphere**, v. 9, n. 9, p. 361, 2018.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Second Edition. Amsterdam: Elsevier, 2006 .

WOLFF, S. A.; TREBS, I.; MANZI, A. O.; ABREU SÁ, L. D. de. Reactive and non-reactive trace gas exchange within and above an Amazonian rainforest. **Ciência e Natura**, Edição Especial, p. 550-553, Dez. 2013.

YATES, E. L. *et al.* Airborne observations and modeling of springtime stratosphere-to-troposphere transport over California. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 24, p. 12481, 2013.

ZAHN, E.; DIAS, N. Controle de qualidade em dados de alta frequência no projeto ATTO. **Ciência e Natura**, v.38, p. 498-503, 2016.

ZERI, L. M. M., SÁ L. D. A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal surface layer over an Southwestern Amazon forest site. **Boundary-Layer Meteorology**. 138(3):413-431, 2011.