

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - ICAT  
MESTRADO EM METEOROLOGIA

DANIEL MILANO COSTA DE LIMA

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DOS MODOS DE VARIABILIDADE EL NIÑO-  
OSCILAÇÃO SUL E MODO ANULAR SUL NAS CONCENTRAÇÕES DE OZÔNIO  
SOBRE O HEMISFÉRIO SUL**

Maceió - AL

2022

DANIEL MILANO COSTA DE LIMA

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DOS MODOS DE VARIABILIDADE EL NIÑO-  
OSCILAÇÃO SUL E MODO ANULAR SUL NAS CONCENTRAÇÕES DE OZÔNIO  
SOBRE O HEMISFÉRIO SUL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Alagoas como requisito para obtenção do título de Mestre em Meteorologia pelo Instituto de Ciências Atmosféricas - ICAT, da Universidade Federal de Alagoas.

Orientador(a): Prof<sup>o</sup>. Dr. Glauber Lopes Mariano

Coorientador(a): Dr. Mateus Dias Nunes

Maceió - AL

2022

**Catálogo na fonte**  
**Universidade Federal de Alagoas**  
**Sistemas de Bibliotecas Ufal**

Bibliotecário Responsável: Erisson Rodrigues de Santana

L732a Lima, Daniel Milano Costa de.  
Avaliação do impacto dos modos de variabilidade el niño-oscilação sul e modo anular sul nas concentrações de ozônio sobre o hemisfério sul/ Daniel Milano Costa de Lima. – 2022.

132f.: il.

Orientador: Glauber Lopes Mariano.  
Coorientador: Mateus Dias Nunes.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia.) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto de Ciências Atmosféricas, Campus A. C. Simões, Universidade Federal de Alagoas. Rio Largo, 2022.

Inclui Bibliografia.

1. Ozônio. 2. Hemisfério sul. 3. Sensoriamento Remoto. 4. EOF.  
5. Anomalia. I. Título

CDU: 551.5



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO**

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-188.

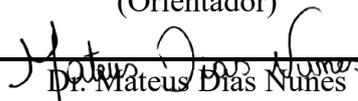
**“AVALIAÇÃO DO IMPACTO DOS MODOS DE VARIABILIDADE EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL E MODO ANULAR SUL NAS CONCENTRAÇÕES DE OZÔNIO SOBRE O HEMISFÉRIO SUL.”**

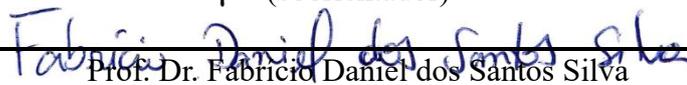
***DANIEL MILANO COSTA DE LIMA***

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

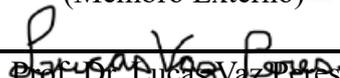
Aprovado em 04 de março pela Banca Examinadora composta por:

  
Prof. Dr. Glauber Lopes Mariano  
(Orientador)

  
Dr. Mateus Dias Nunes  
(coorientador)

  
Prof. Dr. Fabrício Daniel dos Santos Silva  
(Membro Interno)

  
Profa. Dra. Ericka Voss Chagas  
(Membro Externo)

  
Prof. Dr. Lucas Vaz Torres  
(Membro Externo)

**MARÇO/2022**

Dedicado àqueles que acreditam na ciência

## AGRADECIMENTOS

A Ilma Costa, pelo imensurável amor de mãe, por estar sempre ao meu lado e por tornar possível ser quem sou.

A Emerson “Pretty” Lima por todo amor, carinho, atenção e por seu inabalável companheirismo, sejam os tempos bons ou ruins.

A todos os familiares que me conduziram e me apoiaram até este momento.

Ao meu amigo, Michael Leite, pela companhia e irmandade.

Ao orientador Glauber Lopes Mariano, que desde a graduação me oferece oportunidades, conhecimento, e por não deixar de acreditar em mim mesmo quando eu “desaparecia” vez ou outra.

Ao meu coorientador, Mateus Dias Nunes, pela dedicação e paciência em compartilhar seus conhecimentos e me auxiliar nos tortuosos caminhos acadêmicos.

Aos professores/as e ao programa de pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, pelo ato nobre de transmitir seus conhecimentos.

Aos colegas de turma Maria José, Helen Silva e Iara Bezerra pela união e perseverança na jornada pelo conhecimento.

Aos profissionais da saúde que lutaram contra a COVID-19, àqueles que usaram máscara, fizeram distanciamento social, aos que acreditaram na vacina e aos que a tornaram possível.

A todos que fazem da meteorologia uma ciência possível.

## RESUMO

O Ozônio é um gás presente na atmosfera terrestre em pequenas quantidades e que contribui com importância para o balanço energético da atmosfera. Diversos fatores podem afetar sua concentração e distribuição, como os modos de variabilidade El Niño – Oscilação Sul (ENOS) e Modo Anular Sul (SAM). Nesse estudo foram realizadas análises climatológicas e para períodos com ação de ENOS e SAM utilizando uma robusta série de dados de Coluna Total de Ozônio (CTO) do produto *Multi-sensor reanalysis* (MSR), disponibilizado pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), para a área do hemisfério Sul, abrangendo um período de 41 anos (1980-2020). Foram obtidas médias da Coluna Total de Ozônio (CTO), anomalias quando sob ação dos modos de variabilidade e análises estatísticas dos padrões de variabilidade dominantes. Quando há ação de El Niño o transporte acentuado da Circulação Brewer-Dobson (CBD) causa anomalias positivas em médias e altas latitudes e negativas em baixas latitudes. Durante La Niña o inverso é observado. No estudo para ação da fase positiva do SAM é observado predomínio de anomalias negativas em altas e médias latitudes, e positivas em baixas latitudes. O inverso é observado para fase negativa. As análises estatísticas de Funções Ortogonais Empíricas (em inglês, EOF) mostram que os padrões de maior influência sobre a CTO durante o verão, outono e primavera austral são o SAM e o transporte de ozônio pela CBD. O vórtice polar e o “croissant” de ozônio são os padrões dominantes na primavera austral. É constatado aumento na frequência do SAM em fase positiva e aumento nas concentrações médias da CTO dentro do vórtice polar nos meses da primavera, efeitos que podem estar ligados às mudanças climáticas que alteram padrões atmosféricos, consequentes de emissões antropogênicas de gases de efeito estufa, ocorridas dentro do período de estudo.

**Palavras-chave:** Ozônio; hemisfério sul; sensoriamento remoto; EOF; anomalia.

## ABSTRACT

Ozone is a gas present in the Earth's atmosphere in small quantities and that contributes significantly to the energy balance of the atmosphere. Several factors can affect its concentration and distribution, such as the variability modes El Niño - Southern Oscillation (ENSO) and Southern Annular Mode (SAM). In this study, climatological analyzes were performed for periods of ENSO and SAM using a robust series of Total Column Ozone (TOC) data from the Multi-sensor reanalysis (MSR) product, available by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), for the Southern Hemisphere area, covering a period of 41 years (1980-2020). TOC's means, anomalies for periods with action of the variability modes and statistical analysis of the dominant variability patterns were obtained. When there is El Niño action, the accentuated transport of the Brewer-Dobson Circulation (CBD) causes positive anomalies in medium and high latitudes and negative anomalies in low latitudes. During La Niña the reverse is observed. For the action of the positive phase of the SAM, a predominance of negative anomalies is observed in high and medium latitudes, and positive in low latitudes. The inverse is observed for the negative phase. Statistical analyzes of Empirical Orthogonal Functions (EOF) show that the patterns of greatest influence on CTO during the austral summer, autumn and spring are SAM and ozone transport by CBD. The polar vortex and the ozone "croissant" are the dominant patterns in the austral spring. There is an increase in the frequency of SAM in the positive phase and an increase in the average concentrations of the CTO within the polar vortex in the spring months, effects that may be linked to climate change that alters atmospheric patterns, resulting from anthropogenic emissions of greenhouse gases, which have occurred within the study period.

**Keywords:** Ozone; southern hemisphere; remote sensing; EOF; anomaly.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Variação com a altura da concentração de ozônio e da temperatura na atmosfera ..... 19
- Figura 2 - Em (a), seção transversal meridional da concentração média climatológica anual de ozônio (Contornos de cor, em unidades Dobson (DU) por km), calculada para o período de 1980-89 a partir de medições de satélite SBUV. As setas pretas indicam o transporte de ar troposférico através da tropopausa tropical e a CBD na estratosfera. Em (b), velocidades verticais médias ( $w^*$ ) em 70 hPa no período de 1989 a 2009 pelo ERA-Interim ..... 23
- Figura 3 - Ilustração esquemática dos ramos rasos e profundos da circulação de Brewer-Dobson na estratosfera nos solstícios. Também é mostrada a seção transversal meridional da concentração de ozônio durante inverno boreal (sombreamento de cor, com tons mais escuros indicando maiores concentrações de ozônio) e a localização aproximada da tropopausa (linha tracejada) ..... 24
- Figura 4 - Valores de média climatológica da CTO como função da latitude e tempo, valores apresentados em Unidades Dobson. Em (a) temos os valores para era pré-industrial, em (b), pós ação de depleção antropogênica do ozônio pela emissão de CFCs ..... 25
- Figura 5 - Ilustração da CTO média para todo o globo terrestre. Valores obtidos a partir de médias de duas semanas dentro de cada trimestre de 2009, dados obtidos por sensoriamento remoto. .... 26
- Figura 6 - Representação da CTO no hemisfério sul (a), vorticidade potencial na camada de temperatura potencial 460 K (b) e temperatura em 50 hPa durante a atuação do Vórtice Polar Sul (c) em 22 de agosto de 2011..... 27
- Figura 7 - Média da velocidade do vento zonal em metros por segundo exibida em um corte latitudinal durante a atuação do Vórtice Polar Sul, em 21 de agosto de 1995. Valores positivos representam ventos de oeste (a). Quantidade de ozônio (em ppmv) representada em um corte latitudinal da superfície de 465K de temperatura potencial para 15 de setembro de 1992. Pontos caracterizam medidas individuais e a linha, a média. A linha vertical expõe a localização da borda do vórtice. .... 28

Figura 8 - Série de mapas de CTO derivados de observações de satélite. Cada mapa representa a média para outubro de cada ano, mês de destruição máxima da camada de ozônio sobre a Antártica.....	30
Figura 9 - Representação de anomalia da TSM no Oceano Pacífico durante um forte La Niña, em dezembro de 1988 (a), e El Niño, em dezembro de 1997 (b) (NOAA, 2014a) .....	33
Figura 10 - Diagrama esquemático mostrando o padrão médio de TSM (sombreado), radiação de ondas longas de saída (contornos), ventos zonais e meridionais de superfície (vetores), e pressão ao nível do mar (representado por "H" e "L" que indicam o centro de alta e baixa pressão, respectivamente) que determinam a ocorrência de El Niño (a) e (b) La Niña. O esquema é baseado em médias de anomalias para 11 meses de novembro e dezembro com ação eventos quentes e eventos frios, no período entre 1980 e 2016.....	33
Figura 11 - Representação esquemática da interação oceano-atmosfera sobre o Pacífico e circulação atmosférica em períodos neutros (a), durante a atuação de El Niño (b) e de La Niña (c).....	34
Figura 12 - Secção transversal pressão-latitude da anomalia média dessazonalizada de ozônio (em ppb) durante La Niña/ fase de oeste do OQB (a) e El Niño/fase de leste do OQB (b). A linha tracejada mostra a localização média da tropopausa.....	36
Figura 13 - Diagrama esquemático dos mecanismos pelos quais os eventos do El Niño influenciam o ozônio em latitudes médias. Os eventos La Niña têm efeitos quase opostos na CTO e em outros campos meteorológicos não mostrados. Linhas grossas verdes indicam as correntes de jato da América do Norte e do Norte da África-Ásia, linhas grossas amarelas indicam eventos de quebras de ondas de Rossby em escala sinótica. Setas curvas indicam circulações horizontais anômalas em escala planetária associadas a eventos ENOS. Os círculos vermelhos e azuis representam a queda e o aumento anômalo de altura da tropopausa. Além disso, as setas vermelhas e azuis grossas denotam os transportes de ozônio para baixo e para cima associados às mudanças na tropopausa, respectivamente. Setas retas finas pretas representam a circulação impulsionada por ondas devido a eventos de quebra de ondas de Rossby.....	39

Figura 14 - Exemplos de padrões de anomalia média da TSM para El Nino Canônico (a) e El Nino Modoki (b). As áreas coloridas possuem nível de confiança de 99% em teste T Student bicaudal.....	41
Figura 15 - Representação esquemática da interação oceano-atmosfera sobre o Pacífico e circulação atmosférica durante a atuação de El Niño (a), El Niño Modoki (b), La Niña (c) e La Niña Modoki (d).....	42
Figura 16 - Representação de regiões (A, B e C) empregadas para calcular o índice EMI e N3.....	43
Figura 17 - Representação da fase positiva do SAM onde os ventos se contraem ao redor dos polos e baixa pressão atmosférica anômala sobre a Antártica (a). Na fase negativa (b), anomalias positivas de pressão atmosférica e deslocamento para menores latitudes dos ventos de oeste que circundam a Antártica.....	46
Figura 18 - Representação da estrutura atmosférica hoje em um corte latitudinal. Bandas de ventos de oeste no hemisfério norte e hemisfério sul (mostrados esquematicamente pelos isotacas) separam o ar quente (tons de vermelho), nos trópicos, do ar frio (tons de azul), sobre os polos.....	46
Figura 19 - Hemisfério Sul terrestre em projeção Lambert Azimutal, fronteiras nacionais adicionadas.....	52
Figura 20 - Anomalia média da CTO sobre o Nordeste Brasileiro durante a atuação de El Niño nos meses de dezembro a fevereiro (DJF) (a) e de junho a agosto (JJA) (b) (Lima et al., 2021a). Mesma análise para La Niña (c) (d).....	56
Figura 21 - Análise climatológica trimestral da CTO sobre o hemisfério sul representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).....	58
Figura 22 - Média climatológica mensal da CTO para os intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.....	59
Figura 23 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF de 1980 a 2020. Autovetores exibidos no painel (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	61
Figura 24 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	63

Figura 25 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	64
Figura 26 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	65
Figura 27 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação de El Niño, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).....	67
Figura 28 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação de El Niño, representada em projeção polar.....	68
Figura 29 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação de El Niño nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.....	69
Figura 30 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	71
Figura 31 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	72
Figura 32 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	73
Figura 33 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	74
Figura 34 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação de La Niña, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).....	76
Figura 35 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação de La Niña, representada em projeção polar.....	77
Figura 36 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação de La Niña nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.....	79

Figura 37 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	80
Figura 38 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	81
Figura 39- Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	83
Figura 40 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	84
Figura 41 - Valores médios da CTO quando há ação de La Niña subtraídos dos valores médios quando há ação de El Niño.....	85
Figura 42 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação da fase positiva do SAM, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).....	89
Figura 43 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação da fase positiva do SAM, representada em projeção polar.....	90
Figura 44 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação da fase positiva do SAM nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.....	91
Figura 45 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	93
Figura 46 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	94
Figura 47 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	95

Figura 48 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	96
Figura 49 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação da fase negativa do SAM, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).....	98
Figura 50 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação da fase negativa do SAM, representada em projeção polar.....	99
Figura 51 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação da fase negativa do SAM nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S....	100
Figura 52 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b).....	101
Figura 53 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	102
Figura 54 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	103
Figura 55 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.....	105
Figura 56 - Valores médios da CTO quando há ação de SAM em fase negativa subtraídos dos valores médios quando há ação de SAM em fase positiva....	106

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Processos químicos chave e ciclos catalíticos envolvendo a molécula O <sub>3</sub> na estratosfera.....	22
Quadro 2 - Informações dos sensores utilizados no <i>Multi-sensor reanalysis</i> (MSR).....	53

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	16
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	18
<b>2.1 Ozônio e Atmosfera Terrestre</b> .....	18
<b>2.2 El Niño - Oscilação Sul e Ozônio</b> .....	32
<b>2.3 Modo Anular Sul e Ozônio</b> .....	45
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> .....	52
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	57
<b>4.1 Análises climatológicas da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério sul</b>	57
4.1.1 Análise de médias trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul .....	57
4.1.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul .....	60
<b>4.2 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade El Niño</b> .....	66
4.2.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias .....	66
4.2.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade El Niño .....	70
<b>4.3 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña</b> .....	75
4.3.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias .....	75
4.3.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña .....	80
<b>4.4 Comparação dos valores trimestrais médios da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando sob influência dos modos de variabilidade El Niño e La Niña</b> .....	85
<b>4.5 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase positiva</b> .....	88

4.5.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias .....	88
4.5.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña SAM em fase positiva .....	92
<b>4.6 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase negativa .....</b>	<b>97</b>
4.6.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias .....	86
4.6.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña SAM em fase negativa .....	90
<b>4.7 Comparação dos valores médios trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério sul quando sob influência de SAM em fase positiva e negativa .....</b>	<b>105</b>
<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>109</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>111</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O Ozônio ( $O_3$ ) é um gás importante para o balanço energético da atmosfera terrestre apesar de presente em quantidades muito pequenas na atmosfera. Durante alguns processos que envolvem esse gás é absorvida energia ultravioleta (UV) proveniente do Sol. Como consequência, há liberação de calor em forma de energia na atmosfera, majoritariamente na estratosfera, camada onde esses processos são abundantes, modelando o perfil atmosférico (WMO, 2014).

Para um perfil médio da atmosfera, na troposfera desde a superfície é observada queda na temperatura do ar, no entanto, ao alcançar a estratosfera constata-se aumento da temperatura associado à liberação de energia pelo  $O_3$ , configurando uma camada de inversão térmica. A liberação de energia por esse gás influencia não apenas o perfil atmosférico, mas também o balanço energético atmosférico e a circulação geral (WALLACE; HOBBS, 2006; FIOLETOV, 2018). Ademais, a absorção de radiação UV cria um filtro natural que é benéfico para a vida terrestre, pois esse comprimento de onda de radiação eletromagnética é prejudicial à saúde de diversos vegetais e animais, incluindo seres humanos (BORNMAN et al., 2015).

As concentrações de ozônio variam sazonalmente, mas podem também sofrer variações proporcionadas por modos de variabilidade atmosféricos, sendo esses padrões climáticos com características e efeitos regionais identificáveis e com comportamento oscilatório. Estudos mostram que os modos El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e Oscilação Antártica Sul (em inglês, SAM) alteram as concentrações de  $O_3$  em todo globo, apesar de terem maior influência na atmosfera dos trópicos e do polo sul, respectivamente (PHILANDER, 1990; THOMPSON; WALLACE, 2000).

O ENOS provoca modificações nos conteúdos de ozônio principalmente sobre a faixa equatorial através da intensificação ou arrefecimento da Circulação Brewer-Dobson (CBD). Durante a fase quente (fria), conhecida como El Niño (La Niña), há maior (menor) transporte de ozônio tropical pela CBD para maiores latitudes (HOLTON et al., 1995; WAUGH; HALL, 2002; BUTCHART, 2014).

O modo SAM, que possui duas fases, positiva e negativa, influencia principalmente a atmosfera sobre o polo Sul (THOMPSON; WALLACE, 2000). São conhecidas algumas relações entre esse modo e as variações do  $O_3$ . Durante a fase positiva (negativa) desse modo há redução (aumento) nas concentrações de ozônio na região polar (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014).

As atuais mudanças climáticas provocadas por emissões antropogênicas de gases de efeito estufa (GEEs) afetam diretamente os modos de variabilidade, e são esperadas, por consequência, alterações nos padrões de influência dos modos nas concentrações de ozônio (THOMPSON et al., 2000; MCLANDRESS et al., 2011; SWART; FYFE, 2012; SWART et al., 2015; YANG et al., 2016). Para o ENOS, as mudanças climáticas provocam intensificação e aumento da frequência da fase quente, El Niño (HAM, 2018), acentuando o transporte de O<sub>3</sub> tropical para maiores latitudes. Para o SAM, provocam tendência de fase positiva (YANG et al., 2016), que por sua vez promove redução nas concentrações de O<sub>3</sub> em altas latitudes (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Reduzir as concentrações estratosféricas de O<sub>3</sub> implica em aumento do total de radiação UV que chega à superfície, aumentando a temperatura em baixos níveis e resfriando a estratosfera, além de trazer riscos à saúde de diversas formas de vida. Consequentemente, haverá alterações nos padrões de circulação atmosférica, provocando mudanças em escala global ainda não compreendidas totalmente (MANATSA et al., 2013; CALVO et al., 2015; KIDSTON et al., 2015).

Sabe-se que os modos de variabilidade ENOS e SAM estão fortemente ligados às concentrações de ozônio e essa relação pode se tornar ainda mais forte em cenários futuros devido às constantes emissões antrópicas de GEEs (YANG et al., 2016; HAM, 2018), portanto, é essencial um entendimento detalhado dessa temática, principalmente com estudos voltados para Hemisfério Sul (HS), onde esses modos exercem grande influência em diversas variáveis, incluindo o ozônio, porém essa influência ainda não é totalmente compreendida. São necessários trabalhos para aprofundamento dos conhecimentos.

Sendo assim, o objetivo do estudo aqui apresentado é expandir os conhecimentos quanto ao comportamento médio das concentrações de O<sub>3</sub> em toda a área do hemisfério sul (HS) utilizando dados atuais que cobrem o período de 1980 a 2020, permitindo avaliar o comportamento recente da CTO, do *Multi-sensor reanalysis* (MSR), produto robusto que utiliza dados de 15 sensores acoplados a satélites. Também é avaliada a influência dos modos de variabilidade ENOS e SAM nos conteúdos de ozônio. Para isso, serão analisadas anomalias nas concentrações de O<sub>3</sub> quando há atuação da fase do ENOS El Niño (La Niña) ou da fase positiva (negativa) do SAM.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Realizar uma análise climatológica da distribuição e concentração de ozônio sobre a região do HS climatológicas e quando sob influência dos modos de variabilidade ENOS e SAM, utilizando médias e anomalias da CTO, e avaliar padrões dominantes nas variações por meio de análises EOF.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Obter o campo médio climatológico da CTO para toda a área do HS em resolução temporal mensal e trimestral e analisar os resultados obtidos por faixas de latitude.
- Avaliar os padrões dominantes de variabilidade da CTO na série de dados climatológica de toda área do HS através de análises estatísticas.
- Obter o campo médio da CTO para quando há ação de cada uma das fases dos modos de variabilidade ENOS e SAM, para toda a área do HS e em resolução temporal mensal e trimestral, por fim analisar os resultados obtidos pelas faixas de latitude.
- Examinar as anomalias da CTO, sobre o hemisfério sul, geradas durante ação das fases dos modos de variabilidade ENOS e SAM.
- Avaliar os padrões dominantes de variabilidade da CTO em toda área do HS para quando há ação de cada uma das fases dos modos de variabilidade ENOS e SAM através dos dois primeiros modos de análises EOF.

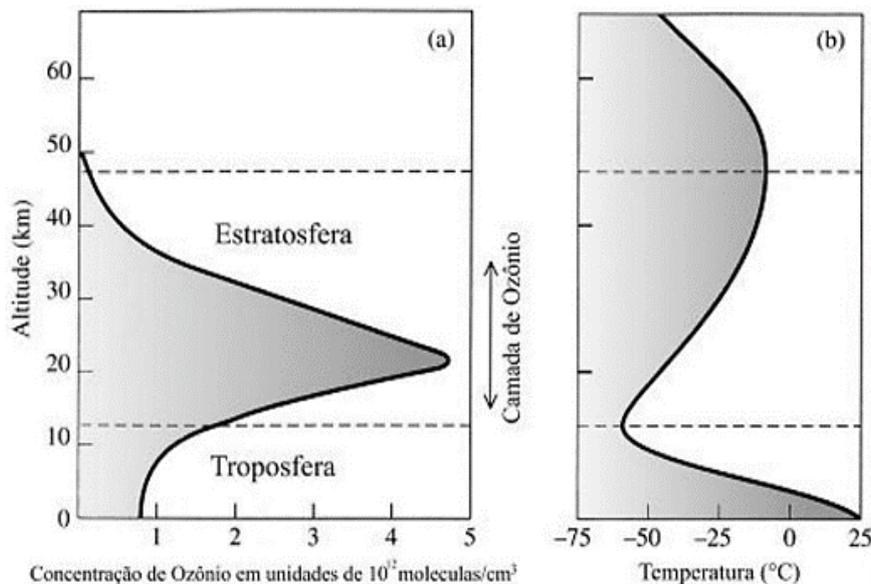
## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Ozônio e Atmosfera Terrestre

O Ozônio ( $O_3$ ), molécula triatômica constituída apenas por átomos de oxigênio, é um gás traço presente em relativa pequena quantidade na atmosfera terrestre (SLUSSER et al., 1999). Junto ao argônio (Ar), vapor d'água ( $H_2O$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ) e outros gases, representa aproximadamente 1% de toda a massa atmosférica (SALBY, 1995; LIOU, 2002; WALLACE; HOBBS, 2006). De sua totalidade, aproximadamente 90% encontram-se na estratosfera, entre 15km e 50km de altitude, onde sua produção ocorre em abundância (LONDON, 1985; WMO, 1995). As concentrações aumentam rapidamente acima da troposfera, atingindo valores máximos de até 10 ppmv (partes por milhão de volume) em torno

de 24km, região conhecida como “camada de ozônio” (Figura 1) (KIRCHHOFF, 1991; SALBY, 1995; LIOU, 2002; WALLACE; HOBBS, 2006). O restante está presente dentro dos limites da troposfera, onde é considerado um poluente por suas propriedades oxidantes (FISHMAN et al., 1990; DERWENT et al., 2003). A altura da camada atmosférica com maior concentração de O<sub>3</sub> varia com a latitude e a sazonalidade.

Figura 1 - Variação com a altura da concentração de ozônio e da temperatura na atmosfera.



Fonte: adaptado de BAIRD E CANN, 2005.

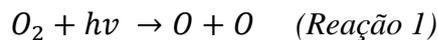
As medidas de coluna total de ozônio (CTO), termo que designa o total de ozônio desde uma área da superfície terrestre até o topo da atmosfera, são realizadas em unidades Dobson (em inglês, DU), as quais representam a profundidade, em milésimos de centímetros, que essa coluna teria caso fosse inteiramente exposta à temperatura e pressão padrão. Um DU equivale à  $2,69 \times 10^{16}$  moléculas de ozônio por  $cm^2$ . Expor a CTO média global às condições atmosféricas padrão resultaria em uma fina camada de apenas 3mm de espessura (DESSLER, 2000).

A radiação ultravioleta (UV) proveniente do Sol é facilmente absorvida pelo O<sub>3</sub>. Suas principais bandas de absorção são, em ordem decrescente de intensidade de absorção, a banda de Hartley, na faixa espectral de comprimentos de onda entre 200 e 300 nm, a banda de Huggins, de 300 a 360 nm, e a banda de Chappuis, de 440 a 850 nm (SLUSSER, 1999). Esse gás também absorve com grande facilidade a radiação infravermelha solar com comprimentos de onda próximos a 9,6  $\mu m$ , gerando como produto aquecimento de suas moléculas, assim liberando calor que aquece a atmosfera circundante, com maior intensidade na estratosfera, onde esses

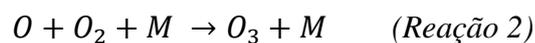
processos de absorção são abundantes, resultando em uma camada de inversão onde as temperaturas sobem a valores próximos de 270K. Esse aquecimento contribui enormemente para o equilíbrio térmico global (SLUSSER et al., 1999; LIOU et al., 2002).

Por ser pouco estável, o ozônio forma-se e desfaz-se com facilidade na atmosfera. Chapman (1930) esclareceu como funciona o ciclo natural desse gás na atmosfera através de uma teoria fotoquímica, postulando o que hoje é conhecido como “mecanismo de Chapman”, processo que ocorre predominantemente na altura da camada de ozônio, mas que pode ocorrer em qualquer camada (KIRCHHOFF, 1991).

A etapa de formação das moléculas proposta descreve a criação de qualquer molécula de ozônio, seja na estratosfera quanto na troposfera. Primeiramente, a radiação ultravioleta (UV) proveniente do Sol, com comprimento de onda de 242 nm, chega à atmosfera terrestre e atinge as moléculas de oxigênio (O<sub>2</sub>) na estratosfera, à aproximadamente 24 km de altura, fotodissociando-as (hv) em átomos de oxigênio (O). Chapman descreve esse processo pela seguinte expressão:



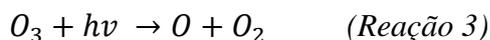
Logo em seguida, os átomos dissociados reagem com as moléculas O<sub>2</sub> livres na atmosfera circundante, formando o ozônio através de reação termolecular. Para este processo é necessária a presença de um terceiro corpo (M), o qual estabiliza o produto excitado da colisão dos reagentes. Na natureza, o corpo M geralmente são moléculas de N<sub>2</sub> e O<sub>2</sub>.



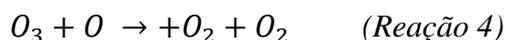
O ozônio pode ser formado na troposfera através de processos antropogênicos, atualmente o maior contribuidor nessa camada, e naturais. As contribuições antropogênicas ocorrem principalmente em ambientes urbanos quando gases como óxidos de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) e compostos orgânicos voláteis (em inglês, VOCs) reagem na presença de luz solar, produzindo-o. Essas emissões são realizadas majoritariamente por instalações industriais, exaustão de veículos motorizados, solventes químicos e vapor de gasolina (DERWENT et al., 2003).

A destruição das moléculas de ozônio, que contrabalança o excesso de ozônio gerados nos processos descritos anteriormente, pode ocorrer por mais de uma maneira. Os diversos processos estão dispostos no quadro 1, destacam-se os que envolvem a recombinação do O<sub>3</sub> com oxigênio, ciclos catalíticos com atuação de hidrogênio (H) (BATES; NICOLET, 1950), óxidos de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) (CRUTZEN, 1970), do flúor (F) e do cloro (Cl) (STOLARSKI; CICERONE, 1974), do bromo (Br) (WOFYSY; MCELROY; YUNG, 1975) e aqueles com absorção de radiação UV solar, na faixa de absorção Hartley (200 a 310 nm) e Hugging (310 a

350 nm) (WHITTEN; PRASAD, 1985; BRASSEUR; SOLOMON, 1986). O esse último é definido pela reação:



Também há um processo alternativo onde o O<sub>3</sub> reage com um átomo de oxigênio, resultando em duas moléculas de oxigênio. Segue a reação:



No quadro 1, as reações de R1 a R7 são representações de mecanismos de Chapman estendidos (SOLOMON, 1999). Também são expostos de forma simplificada todos os ciclos catalíticos envolvendo O<sub>3</sub> na atmosfera terrestre.

Molina e Rowland (1974) foram pioneiros em expor que as excessivas emissões antropogênicas de clorofluorcarbonos (CFC) na atmosfera são, atualmente, a principal fonte de cloro dissociador de moléculas de ozônio, adiciona-se então à atmosfera mais um processo depletor de ozônio.

O bloqueio de radiação UV que o ozônio oferece é de extrema importância para diversas formas de vida às quais essa energia é prejudicial pois esta é biologicamente ativa, principalmente na faixa espectral de comprimentos de onda 0,28-0,32 μm, conhecida como radiação UV-B (SALBY, 1995; SLUSSER, 1999). Em seres humanos essa energia promove doenças como o câncer de pele, catarata, supressão do sistema imunológico e queimaduras solares. Prejudica também o desenvolvimento de plantas e a química molecular da fotossíntese tanto de plantas terrestres como do fitoplâncton, produzindo perturbações nos sistemas aquáticos. Uma curiosa consequência da redução da população de fitoplânctons é o aumento da temperatura da atmosfera, pois, esses microrganismos naturalmente absorvem gás carbônico. Além disso, há efeitos diretos na cadeia alimentar oceânica (WHO, 1994).

A utilização de radiação UV solar pelos processos do ozônio absorve praticamente toda a energia nas faixas de UV-A e UV-B (comprimentos de onda entre 240 e 320 nm), diminuindo a quantidade que chega à superfície, o que torna as concentrações de O<sub>3</sub> inversamente proporcionais ao saldo total desta energia. É estimado que uma redução de 1% nas concentrações de O<sub>3</sub> estratosférico aumente em até 2% o total de radiação UV que atinge a superfície (SEINFELD; PANDIS, 2006).

Como a produção de ozônio está intimamente ligada à incidência de radiação solar, latitudes tropicais são as regiões do globo em que há maior produção deste gás, pois estas recebem maiores parcelas desta energia por área, resultado de uma dependência do ângulo solar

zenital. O pico de produção ocorre a aproximadamente 40 km de altura, mas as maiores concentrações a cerca de 15 km de altura.

Quadro 1 - Processos químicos chave e ciclos catalíticos envolvendo a molécula O<sub>3</sub> na estratosfera.

Processo Químico	Número da reação
<i>Chapman Chemistry<sup>a</sup></i>	
$O_2 + h\nu \rightarrow 2O$	R1
$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	R2
$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O(^1D)$	R3
$O(^1D) + M \rightarrow O + M$	R4
$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$	R5
$O + O + M \rightarrow O_2 + M$	R6
$O + O_3 \rightarrow 2O_2$	R7
<i>Illustrative Odd Hydrogen Catalytic Cycles<sup>b</sup></i>	
$O + OH \rightarrow O_2 + H$	R8
$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$	R9
$O + HO_2 \rightarrow O_2 + OH$	R10
Net Cycle 1: $O + O + M \rightarrow O_2 + M$	R6
$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$	R11
$HO_2 + O_3 \rightarrow OH + 2O_2$	R12
Net Cycle 2: $2 O_3 \rightarrow 3O_2$	R13
<i>Illustrative Odd Nitrogen Catalytic Cycle<sup>c</sup></i>	
$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$	R14
$O + NO_2 \rightarrow NO + O_2$	R15
Net Cycle 3: $O + O_3 \rightarrow O_2$	R7
<i>Illustrative Odd Chlorine Catalytic Cycles<sup>d</sup></i>	
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	R16
$ClO + O \rightarrow Cl + O_2$	R17
Net Cycle 4: $O + O_3 \rightarrow O_2$	R7
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	R16
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	R16
$ClO + ClO + M \rightarrow Cl_2O_2 + M$	R18
$Cl_2O_2 + h\nu \rightarrow Cl + ClO_2$	R19
$ClO_2 + M \rightarrow Cl + O_2 + M$	R20
Net Cycle 5: $2 O_3 \rightarrow 3O_2$	R13
<i>Illustrative Cl-Br Catalytic Cycle<sup>e</sup></i>	
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	R16
$Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2$	R21
$BrO + ClO \rightarrow Br + ClO_2$	R22
$ClO_2 + M \rightarrow Cl + O_2 + M$	R20
Net Cycle 6: $2 O_3 \rightarrow 3O_2$	R13
<i>Some Important Coupling and Reservoir Reactions</i>	
$ClO + NO \rightarrow Cl + NO_2$	R23
$Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3$	R24
$HO_2 + ClO \rightarrow HOCl + O_2$	R25
$ClO + NO_2 + M \rightarrow ClONO_2 + M$	R26
$OH + NO_2 + M \rightarrow HNO_3 + M$	R27
<i>Key Heterogeneous Reactions</i>	
$HCl + ClONO_2 \rightarrow HNO_3 + Cl_2$	R28
$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3$	R29
$ClONO_2 + H_2O \rightarrow HNO_3 + HOCl$	R30
$HCl + HOCl \rightarrow H_2O + Cl_2$	R31
$BrONO_2 + H_2O \rightarrow HNO_3 + HOBr$	R32
$HCl + BrONO_2 \rightarrow HNO_3 + BrCl$	R33
$HCl + HOBr \rightarrow H_2O + BrCl$	R34

<sup>a</sup>Chapman [1930].

<sup>b</sup>Bates and Nicolet [1950]; Hampson [1964].

<sup>c</sup>Crutzen [1970]; Johnston [1971].

<sup>d</sup>Stolarski and Cicerone [1974]; Molina and Molina [1987].

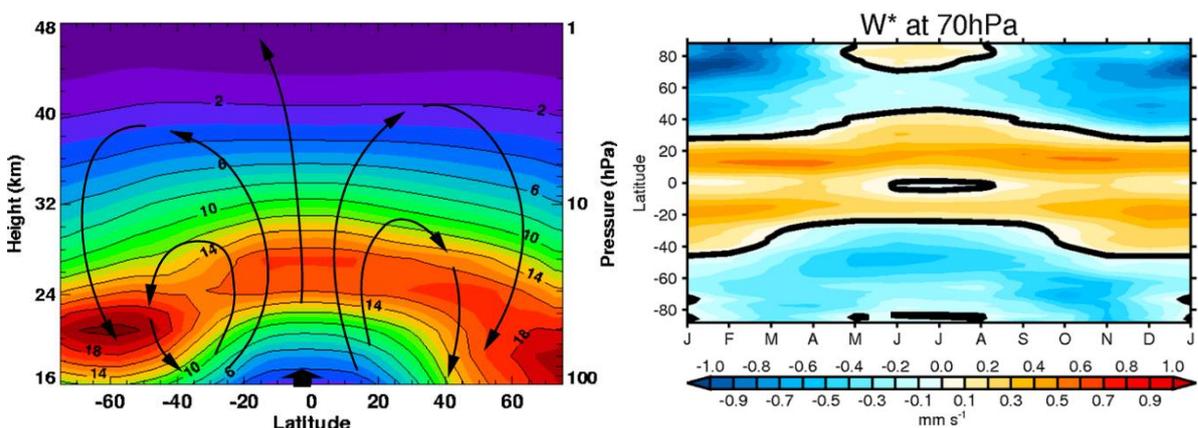
<sup>e</sup>McElroy et al. [1986]; Tung et al. [1986].

Fonte: Adaptado de Solomon, 1999.

No entanto, em contraste, essa é a região do globo com as menores concentrações de ozônio. Isso ocorre como consequência da circulação atmosférica Brewer-Dobson (CBD) que transporta o ozônio gerado na região equatorial, depositando-o em latitudes polares. O pico de concentração nas altas latitudes ocorre a aproximadamente 25 km de altura, com valores maiores para o hemisfério norte (HN) quando comparado ao hemisfério sul (BREWER et al., 1949; DOBSON et al., 1968).

A CBD é uma circulação meridional de massas de ar proposta nos estudos Brewer (1949) e Dobson (1956), caracterizada por ascensão de massas de ar desde a troposfera até a estratosfera sobre a região equatorial, bifurcação desse fluxo nas direções norte e sul, e deslocamento para maiores latitudes em ambas as direções com descendência em médias e altas latitudes, alcançando até mesmo a região polar (Figura 2a) (WMO, 2010). A região de maiores movimentos verticais ascendentes promovidos por essa circulação se desloca para latitudes mais ao norte ou mais ao sul, dentro da região tropical, a depender da sazonalidade, de acordo com a figura 2b.

Figura 2 - Em (a), seção transversal meridional da concentração média climatológica anual de ozônio (Contornos de cor, em unidades Dobson (DU) por km), calculada para o período de 1980-89 a partir de medições de satélite SBUV. As setas pretas indicam o transporte de ar troposférico através da tropopausa tropical e a CBD na estratosfera. Em (b), velocidades verticais médias ( $w^*$ ) em 70 hPa no período de 1989 a 2009 pelo ERA-Interim.



Fonte: Adaptado de NASA, 2006 e BUTCHART, 2014.

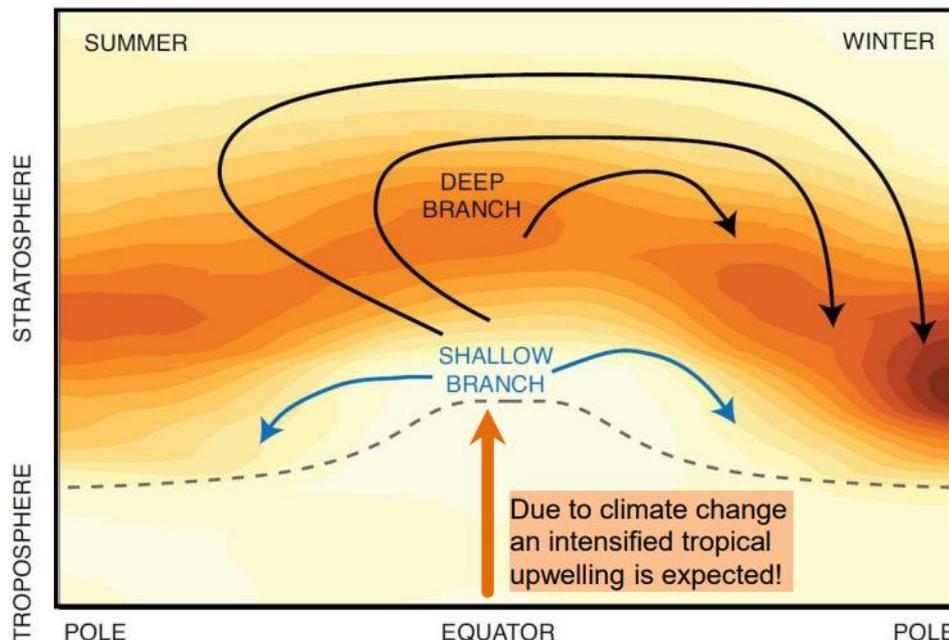
Esse mecanismo é promovido pela dissipação de ondas de Rossby e de gravidade que se propagam para cima desde a troposfera tropical, com maior contribuição do hemisfério em que está ocorrendo o inverno (SHAW; SHEPHERD, 2008). Birner e Bönisch (2011)

propuseram que não há apenas um ramo ascendente, mas dois. Um raso, com transporte na baixa estratosfera e descendência nos subtropicais e latitudes médias, e um ramo profundo, que ascende até a alta estratosfera e subside em médias e altas latitudes (Figura 3) (WMO, 2010).

O transporte de ozônio dos trópicos para altas latitudes pela CBD demora entre três e quatro meses, o que indica que o tempo de vida do ozônio dentro da estratosfera é muito maior que esse intervalo. Na alta estratosfera o tempo de vida fotoquímico é de algumas horas, enquanto na baixa estratosfera, várias semanas (SALBY, 1995).

Estudos indicam que as crescentes emissões de gases de efeito estufa influenciam o transporte da CBD, intensificando-o. O resultado são alterações nos padrões de distribuição de componentes químicos em toda atmosfera. Acelerações no transporte do ramo raso foram observadas nas últimas décadas, causando modificações nas concentrações de O<sub>3</sub> (DIALLO et al., 2019).

Figura 3 - Ilustração esquemática dos ramos rasos e profundos da circulação de Brewer-Dobson na estratosfera nos solstícios. Também é mostrada a seção transversal meridional da concentração de ozônio durante inverno boreal (sombreamento de cor, com tons mais escuros indicando maiores concentrações de ozônio) e a localização aproximada da tropopausa (linha tracejada).

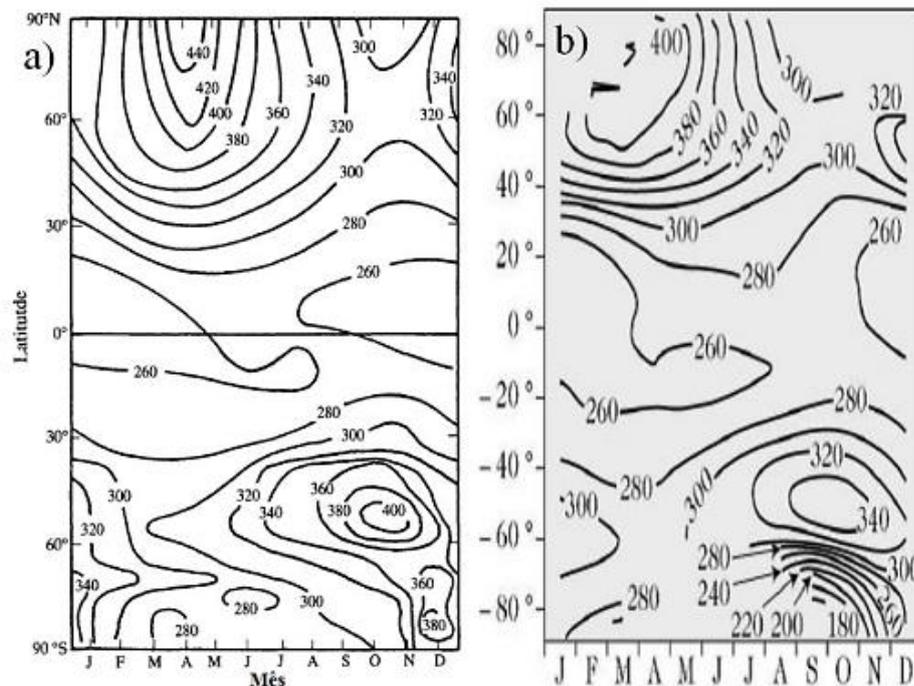


Fonte: WMO, 2014.

O ozônio estratosférico sofre variações sazonais, mais evidentes à medida que nos afastamos da região equatorial em direção às altas latitudes. Como visto na figura 4, que exibe

os valores médios mensais da CTO por faixa de latitude, as maiores concentrações de ozônio nas regiões polares ocorrem ao fim da primavera, quando as áreas circundantes aos polos exibem fortes correntes de ar descendentes às quais transportam ar estratosférico rico em  $O_3$  na direção dos pólos pela alta estratosfera e em direção ao equador pela baixa estratosfera (GARCIA; SOLOMON, 1987; WAKAMATZU et al., 1989; SEINFELD; PANDIS, 1998). No hemisfério norte os valores chegam a 450,0 DU enquanto no hemisfério sul, 350,0 DU (Figura 4) (NASA, 2000; SCHMALFUSS, 2014).

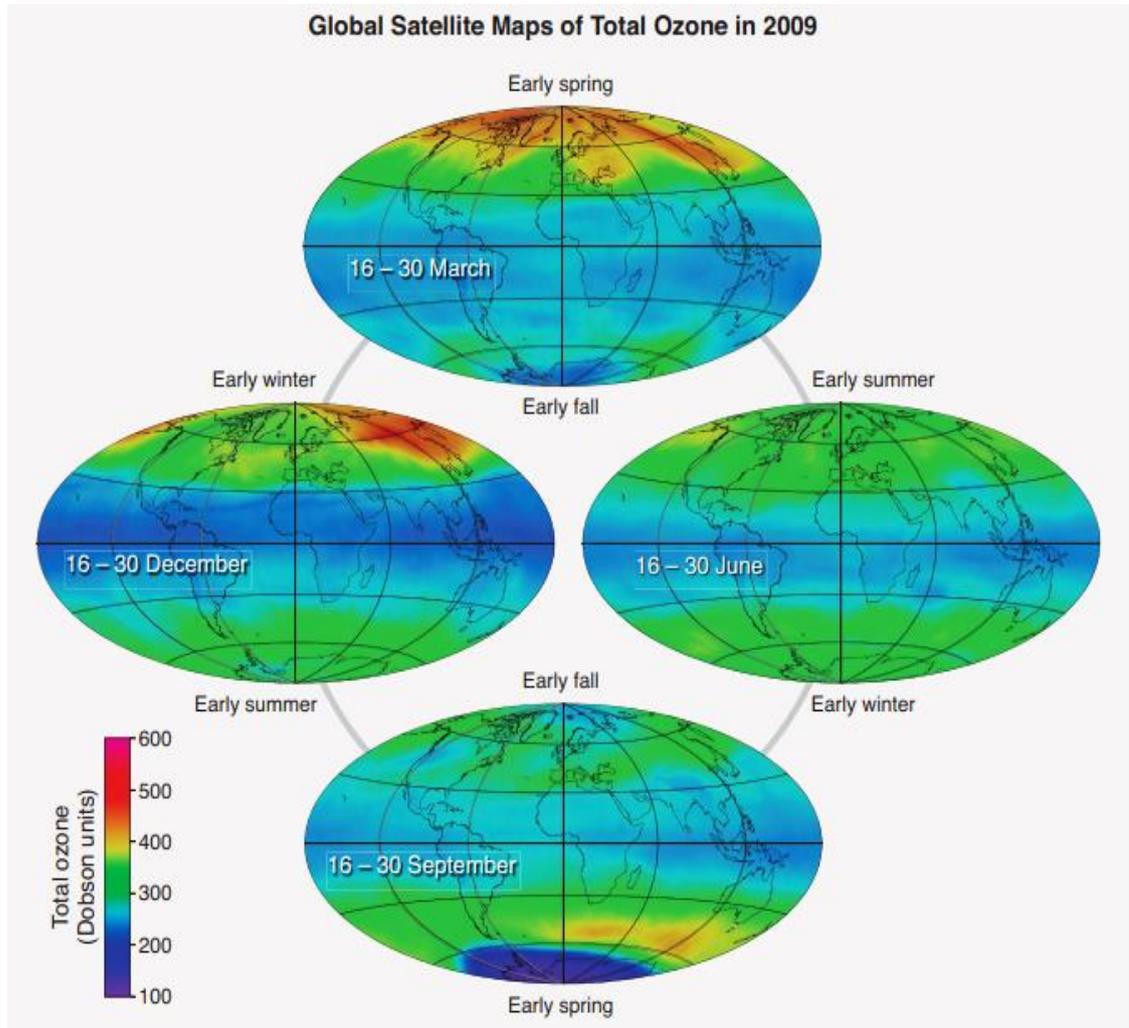
Figura 4 - Valores de média climatológica da CTO como função da latitude e tempo, valores apresentados em Unidades Dobson. Em (a) temos os valores para era pré-industrial, em (b), pós ação de depleção antropogênica do ozônio pela emissão de CFCs.



Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006.

A figura 5 ilustra as concentrações médias sobre toda superfície do globo, para cada trimestre. As concentrações mínimas sobre os polos ocorrem durante a primavera de cada polo (SEINFELD; PANDIS, 2016). Para latitudes médias, as máximas ocorrem no outono e na primavera. Nas regiões tropicais as variações são mínimas pois o total de radiação solar disponível à atmosfera é praticamente constante durante todo o ano, mantendo constantes os processos de formação e depleção (WAKAMATZU et al., 1989). O valor médio para essa região é de 250,0 DU (WHITTEN; PRASAD, 1985).

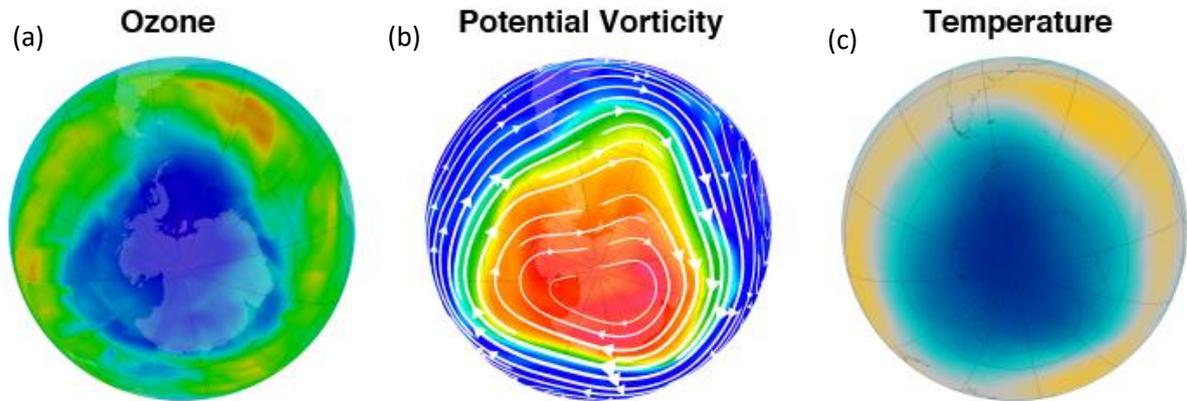
Figura 5 - Ilustração da CTO média para todo o globo terrestre. Valores obtidos a partir de médias de duas semanas dentro de cada trimestre de 2009, dados obtidos por sensoriamento remoto.



Fonte: Fahey e Hegglin, 2010.

Durante os meses de inverno há resfriamento em altas latitudes pela ausência de luz solar, provocando intensificação da subsidência pré-existente sobre essa região. Conseqüentemente haverá um aumento do gradiente latitudinal de pressão entre latitudes médias e a região polar, que provocará, junto à força Coriolis, uma circulação intensa ao redor do polo com sentido de oeste, denominado “Jato da Noite Polar”, o qual se estende verticalmente acima de 100hPa e possui velocidades médias de 100m/s nas proximidades de 30-35 km de altura (DESSLER, 2000). Como resultado, é originado o “vórtice polar”, um ciclone persistente de grande escala atuando na estratosfera (Figura 6) SCHOEBERL; HARTMAN, 1991).

Figura 6 - Representação da CTO no hemisfério sul (a), vorticidade potencial na camada de temperatura potencial 460 K (b) e temperatura em 50 hPa durante a atuação do Vórtice Polar Sul (c) em 22 de agosto de 2011.



Fonte: NASA, 2017.

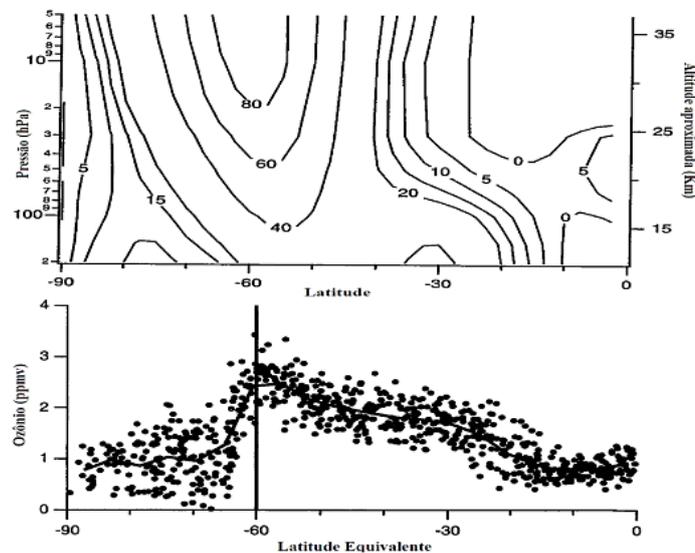
O vórtice modula, entre diversas variáveis, a distribuição do ozônio estratosférico. O bloqueio formado ao redor do ciclone impede que o  $O_3$  transportado desde menores latitudes pela CBD alcance altas latitudes (WMO/ UNEP, 1992; WMO/ UNEP, 1994). No hemisfério sul, há acúmulo desse gás ao longo dos cinturões de latitude  $60^\circ S$ , zona de baixa pressão das frentes polares, atingindo valores máximos de concentração na primavera, podendo atingir até 500,0 DU (Figura 7) (DOBSON, 1968; ANDRÉ, 2003; WMO, 2010).

O vórtice se desfaz entre o fim da primavera e início do verão por causa do aquecimento solar que enfraquece o gradiente latitudinal de pressão, arrefecendo a circulação de oeste. Nesse momento, há desbloqueio para o trânsito de massas de ar em direção à região polar, permitindo a CBD distribuir de forma mais homogênea o ozônio estratosférico entre todas as latitudes, o que ocorre no verão e outono (DOBSON, 1968; ATKINSON, 1989; WAKAMATSU et al., 1989; BOWMAN, 1990). O ozônio gerado na estratosfera dentro da área do vórtice é transferido para a troposfera durante o verão através de movimentos descendentes (SEINFELD; PANDIS, 1998).

Nos anos 80, a atenção da comunidade científica foi voltada para uma depleção significativa de ozônio estratosférico sobre a região polar sul. Foi percebido em 1977 que a razão de mistura de  $O_3$  sobre a Antártica havia caído significativamente durante algumas semanas dos meses de primavera daquele hemisfério, período de atuação do vórtice polar. Um agravamento progressivo foi observado a cada ano posterior. Os valores de CTO observados eram de aproximadamente 100,0 DU quando o esperado eram valores médios próximos a 350,0 DU. As diminuições mais expressivas ocorriam entre 12 e 24 km de altitude (FARMAN et al.,

1985). Esse fenômeno passou a ser comumente denominado de “buraco na camada de ozônio” (SOLOMON, 1999).

Figura 7 - Média da velocidade do vento zonal em metros por segundo exibida em um corte latitudinal durante a atuação do Vórtice Polar Sul, em 21 de agosto de 1995. Valores positivos representam ventos de oeste (a). Quantidade de ozônio (em ppmv) representada em um corte latitudinal da superfície de 465K de temperatura potencial para 15 de setembro de 1992. Pontos caracterizam medidas individuais e a linha, a média. A linha vertical expõe a localização da borda do vórtice.



Fonte: adaptado de Desler, 2000.

O vórtice polar, que quando ativo, impede a entrada de  $O_3$  e outros gases traços, transportados pela CBD desde médias latitudes, na região polar, além de aprisionar as moléculas desses gases já presentes nessa região em seu centro intensamente resfriado pela ausência de aquecimento por absorção de luz solar (SCHOEBERL et al., 1992; DESSLER, 2000). O bloqueio ocorre pois o vórtice cria uma barreira de mistura em suas bordas, entre 18 e 35 km de altura, impedindo a troca de gases entre a estratosfera polar e a estratosfera de médias latitudes (SCHOEBERL et al., 1992; BOWMAN, 1993; NASH et al., 1996).

Quando há CFCs, gases emitidos exclusivamente por atividades antropogênicas, na atmosfera aprisionada, as nuvens estratosféricas polares (NEPs), presentes no interior do vórtice, ativam o cloro presente nesses gases, o qual em seguida irá reagir com o ozônio atmosférico, destruindo-o em poucas semanas (SOLOMON, 1986; LIOU, 2002).

Em maiores detalhes quanto aos processos químicos, essas nuvens provocam a liberação do cloro reativo das espécies reservatório  $\text{ClONO}_2$  e  $\text{N}_2\text{O}_5$ , as quais reagem heterogeneamente com as NEPs nas quais o HCl foi absorvido. Como resultado, há produção de gases  $\text{Cl}_2$ , HOCl e  $\text{ClNO}_2$ . Para fotólise do  $\text{Cl}_2$ , HOCl e  $\text{ClNO}_2$  é necessária a incidência de luz solar, o que libera o cloro reativo, que destrói as moléculas de ozônio (MOLINA; ROLAND, 1974; SOLOMON, 1986).

As NEPs surgem apenas sobre a região polar dentro do vórtice polar a partir da tropopausa, entre 15 e 20 km de altitude, no período de inverno e início da primavera, como consequência das baixas temperaturas (183,0 K) necessárias para sua formação e da presença de pequenas quantidades de ácido nítrico e vapor d'água no interior do vórtice polar Antártico, em uma altitude próxima à 20 km (SOLOMON, 1999; DESSLER, 2000).

O buraco acontece periodicamente sobre a Antártica pois o vórtice polar sul é estável, resultado da distribuição quase simétrica do oceano circundante. O vórtice Ártico é mais quente, em torno de 10,0 K, e por isso não é estável o suficiente para sustentar a ocorrência periódica de buracos na camada de ozônio, porém podem ocorrer esporadicamente. As NEPs são menos presentes no hemisfério norte, desaparecendo antes da chegada da luz solar na primavera, também, o vórtice mais fraco permite a entrada de  $\text{O}_3$  transportado pela CDB (CHUBACHI et al., 2005; TRIPATHI et al., 2006; SOLOMON et al., 2007).

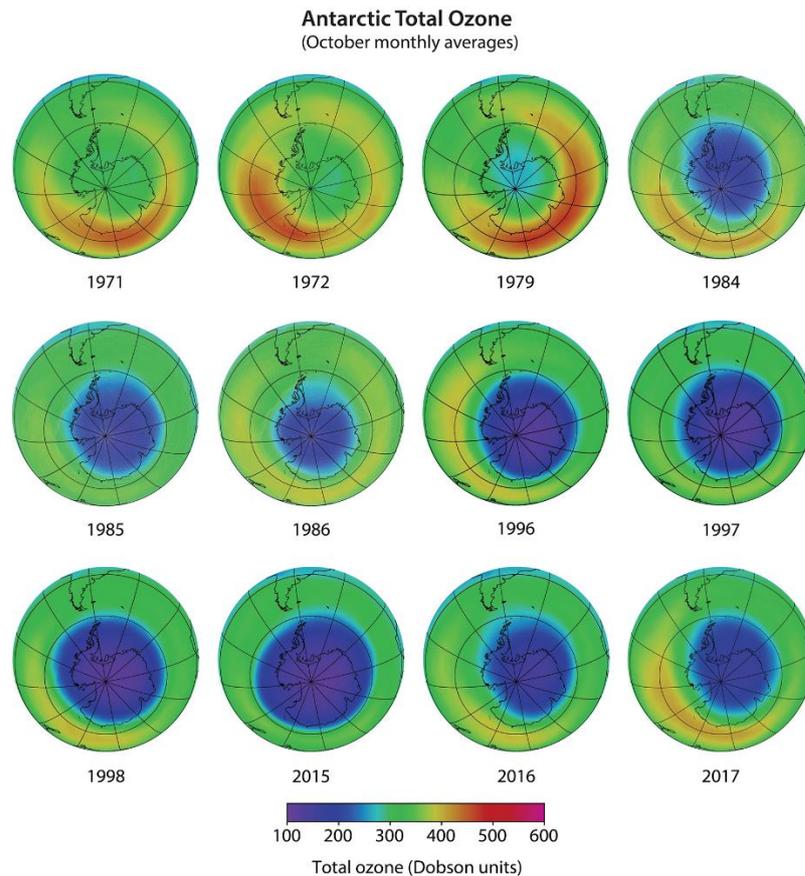
Salgado et al. (2010) mostram que o buraco na camada de ozônio evoluiu ao longo dos anos após sua descoberta (Figura 8). Em 1979 ele apresentou uma área de um milhão de quilômetros quadrados, aumentando gradualmente em paralelo ao aumento da emissão de CFCs, atingindo 30 milhões de quilômetros quadrados em 2006.

Os efeitos desse fenômeno podem se estender além das latitudes polares, influenciando a atmosfera sobre a América do Sul. Quando o efeito do buraco se estende até essas latitudes pode haver quedas nos valores da CTO atingindo concentrações inferiores à 220,0 DU, valor que representa dois terços da média histórica (HOFMANN et al., 1997). Tais consequências são classificadas como efeitos primários do buraco na camada de ozônio (KIRCHHOFF et al., 1997; SCHMALFUSS, 2014).

Além dos efeitos primários há os efeitos secundários, aqueles que afetam baixas latitudes. Pesquisas mostram que massas de ar pobres em ozônio podem se desprender do vórtice antártico em seu período de maior instabilidade, durante a primavera austral, e se deslocar para menores latitudes, diminuindo temporariamente os valores da CTO por um período de três a quatro dias (PRATHER; JAFFE, 1990; KIRCHHOFF et al. 1996; BERTAGNOLLI et al. 2006). Eventos desse tipo já foram observados na América do Sul

(BITTENCOURT et al., 2018; BRESCIANI et al., 2018), África do Sul (SEMANE et al., 2006) e Nova Zelândia (BRINKSMA et al., 1998).

Figura 8 - Série de mapas de CTO derivados de observações de satélite. Cada mapa representa a média para outubro de cada ano, mês de destruição máxima da camada de ozônio sobre a Antártica.



Fonte: SALAWITCH et al., 2018.

Bojkov et al. (1995) mostrou que no período entre 1964 e 1994 houve tendência de diminuição da CTO de 4,1% por década em latitudes médias do hemisfério Sul, e 4,3% no hemisfério Norte. No entanto, medidas para a redução das emissões antropogênicas de CFCs implementadas a partir do fim do último século desfizeram essa tendência negativa (CHUBACHI et al., 2005). Na última década houve uma regressão constante, ano a ano, no tamanho do buraco na camada de ozônio (KUTTIPPURATH et al., 2013; SOLOMON et al., 2016).

O O<sub>3</sub> estratosférico sofre também variações em escala de tempo diária. Durante a noite a ausência de radiação ultravioleta cessa os processos de formação e destruição que envolvem esta energia, restando apenas criação de O<sub>3</sub> por associação de átomos livres de ozônio.

Inicialmente, quando a luz solar retorna, moléculas são desfeitas, mas logo há intensificação nos processos de associação (WALLACE; HOBBS, 2006). Variações na escala diária também estão relacionadas a sistemas atmosféricos, há uma correlação inversa entre os valores da CTO e de pressão atmosférica (DOBSON, 1968; GURNEY et al., 1993).

Transportes verticais também modulam as concentrações. No período noturno, massas de ar da troposfera média superior, com maiores concentrações de O<sub>3</sub>, são deslocadas para menores altitudes por movimentos descendentes ligados à convecção (BETTS et al., 2000). Na baixa troposfera é rapidamente desfeito por processos de oxidação (SALBY, 1995).

O ciclo solar de 11 anos provoca variações no total de radiação que atinge a atmosfera terrestre. A variação da irradiância solar total (em inglês, ETI) é muito pequena, aproximadamente 0,1% (~ 1,3 Wm<sup>-2</sup>), e ocorre quase totalmente na faixa de espectro do ultravioleta. Como essa radiação é vital nos processos de criação e destruição do ozônio, haverá alterações na razão de mistura do gás. Ao decorrer do ciclo solar há uma variação de 5-7% na razão de mistura do O<sub>3</sub> presente na estratosfera superior (0,7 a 2 hPa) e de 2% para a CTO (CHANDRA; MCPETERS, 1994). Alterações no O<sub>3</sub> estratosférico provocam anomalias de temperatura nessa mesma camada, por consequência, haverá alterações na propagação ascendente e quebra de ondas planetárias que impulsionam a CBD (GETTELMAN et al., 2011; ABALOS et al., 2019). Modificações nos padrões do ozônio estratosférico tropical podem incitar alterações nas células de Walker e Hadley através do aumento de gradiente de temperatura entre o polo e o equador (CHEN; BI, 1992; POLVANI et al., 2011).

Sistemas sinóticos alteram os valores de CTO. O deslocamento da corrente de jato de latitudes maiores em direção ao sul do Brasil promovendo o deslocamento de massas de ar pobres em O<sub>3</sub> (PERES, 2013; BITTENCOURT et al., 2018 e 2019). Sistemas frontais, durante sua passagem, e as correntes de jato associadas, provocam dobramentos na tropopausa, permitindo trocas de ar da estratosfera para a troposfera (CARLSON, 1998). Como consequência há um aumento temporário nos valores de CTO por sobre as regiões de passagem (REED, 1955; KUNZ; SPETH, 1997; FONTINELE, 2012). Esse evento está principalmente relacionado a fortes núcleos de jato na alta troposfera, com máximo no inverno e mínima no fim da primavera e início do verão (APPENZELER et al., 1996).

Convenções tropicais, ciclones tropicais e baixas desprendidas são moduladoras da troca entre estratosfera e troposfera, por isso afetam as concentrações de ozônio (LIU et al., 2011; TRICKL et al., 2011; CHUTIA et al., 2021). A troca de massas da troposfera para estratosfera introduz gases depletors de ozônio na estratosfera, modulando a razão de mistura em altos níveis. O trânsito de massas da estratosfera para a troposfera adiciona O<sub>3</sub> na troposfera,

alterando as propriedades oxidativas dessa camada e afetando o sistema climático, pois este é um gás de efeito estufa (HINTSA et al., 1998; GAUSS et al., 2003; KENTARCHOS; ROELOFS, 2003; FORSTER et al., 2007). Bloqueios atmosféricos e ciclones produzem anomalias negativas na CTO (CANZIANI et al., 2002; MIDYA et al., 2012; KUNKEL et al., 2019).

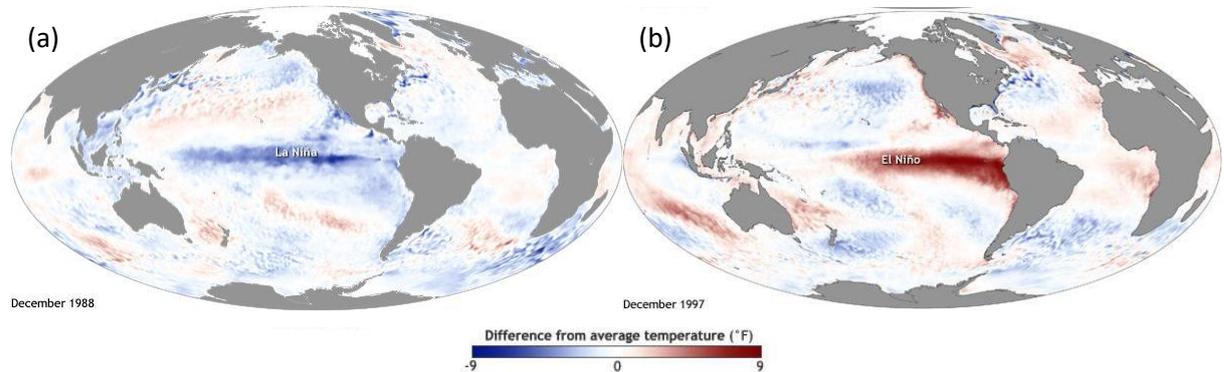
## **2.2 El Niño - Oscilação Sul e Ozônio**

O El Niño - Oscilação Sul (ENOS) é o principal modo de variabilidade interanual atuando na temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico e na troposfera tropical, afetando tempo e clima (PHILANDER, 1990; TRENBERTH, 1997; RANDEL et al., 2009; CALVO et al., 2010). É caracterizado por alterações dinâmicas provocadas pelo acoplamento oceano-atmosfera, sua influência pode ser observada não apenas na troposfera, como também na estratosfera, ao redor de todo o globo, modulando padrões de convecção, temperatura do ar, circulação e distribuição de gases traços, interferindo na ocorrência de chuvas torrenciais e secas, causando inundações, regendo ciclos biológicos, além de vários outros efeitos em diversas localidades (YULAEVA; WALLACE, 1994; WANG et al., 2000; RANDEL et al., 2009; CALVO et al., 2010; XIE et al., 2011, 2012; PHILANDER, 2018).

Por definição da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (NOAA, 2021a), o ENOS é configurado quando há um aquecimento ou resfriamento anômalo com amplitudes iguais ou maiores que  $0,5^{\circ}\text{C}$  nas águas superficiais do oceano Pacífico equatorial, sobre uma determinada região conhecida como Niño 3.4 (N3.4), localizada em ( $5^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{S}$ ,  $120^{\circ}$ - $170^{\circ}\text{W}$ ), região próxima ao litoral do Equador e do Peru. Para identificação da ocorrência de ENOS é amplamente utilizado o índice Oceanic Niño Index (ONI). Para o cálculo deste índice é utilizada a região Niño 3.4 e é necessária uma média contínua de 3 meses dos valores da TSM. Para ser classificado como El Niño ou La Niña as anomalias excedem  $+0,5^{\circ}\text{C}$  e  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, por pelo menos cinco meses consecutivos. Esta é a definição operacional usada pela NOAA.

Há duas fases neste modo de variabilidade, uma “quente” e outra “fria”. A fase “quente”, conhecida como El Niño, ocorre quando uma área da superfície do oceano N3.4 próxima a América do Sul apresenta temperaturas anômalas elevadas e que se expande ao longo do tempo abrangendo a superfície do Pacífico Central e Oriental (Figura 9).

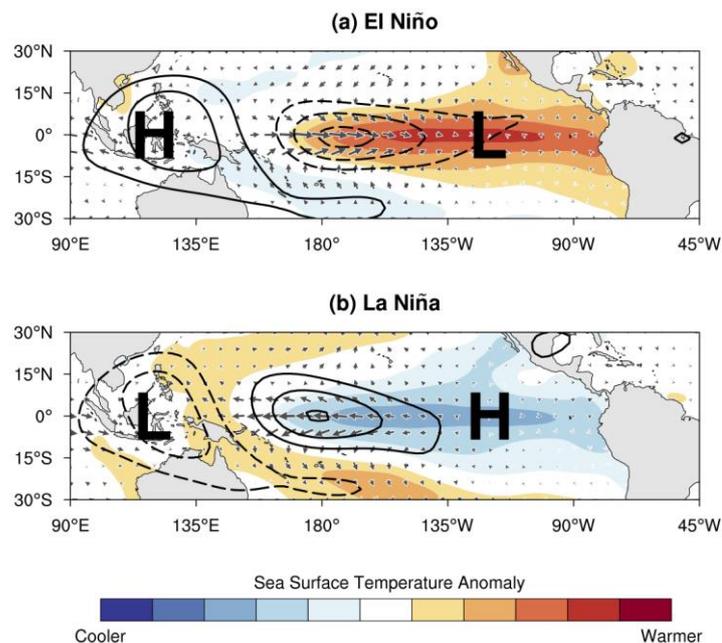
Figura 9 - Representação de anomalia da TSM no Oceano Pacífico durante um forte La Niña, em dezembro de 1988 (a), e El Niño, em dezembro de 1997 (b) (NOAA, 2014a).



Fonte: NOAA, 2021.

Como consequência desse aquecimento, há maior transferência de calor para a atmosfera, diminuindo a pressão desta (Figura 10a), expandindo-a e criando movimentos verticais ascendentes, incitando a formação de convecção na região central e oriental do Pacífico equatorial e reprimindo na região oriental (DESER; WALLACE, 1990; PHILANDER, 1990; YULAEVA et al., 1994; GETTELMAN et al., 2001; KILADIS et al., 2001).

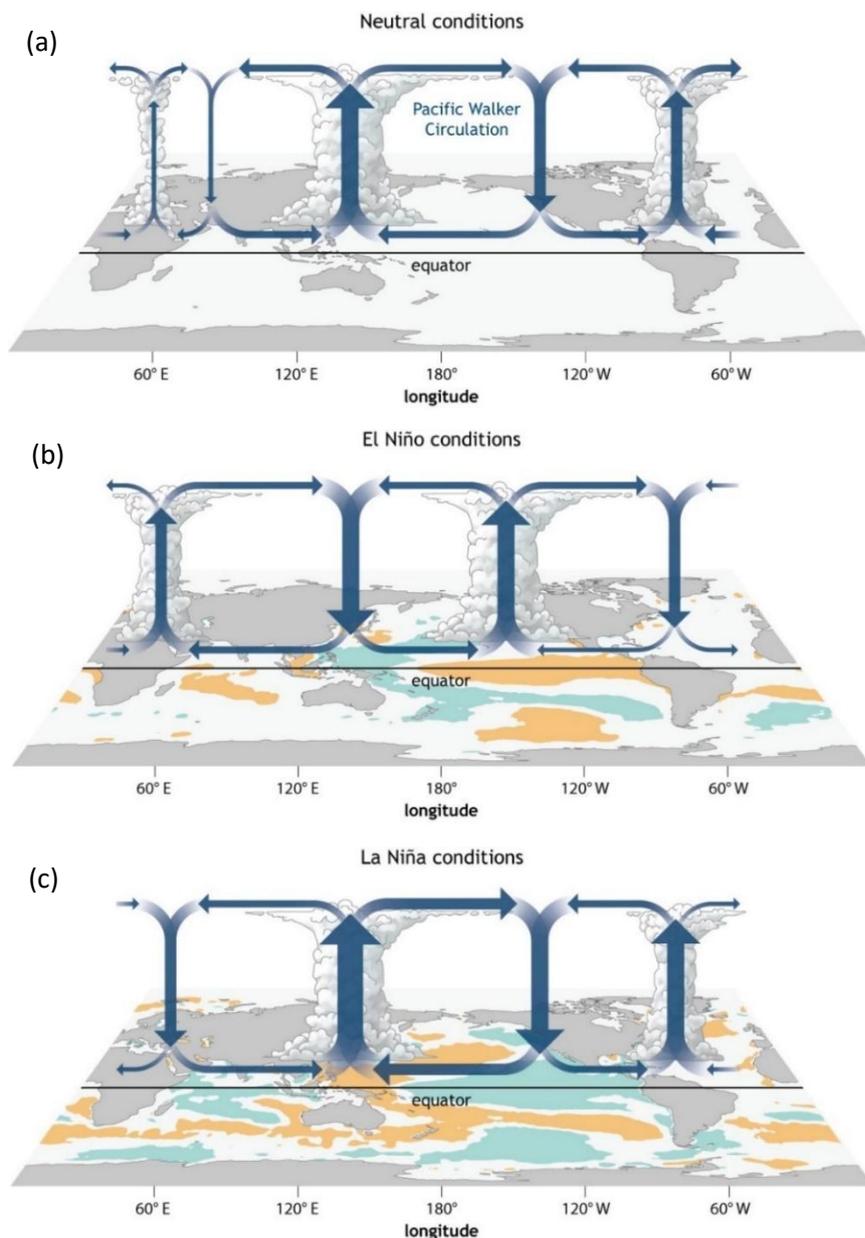
Figura 10 - Diagrama esquemático mostrando o padrão médio de TSM (sombreado), radiação de ondas longas de saída (contornos), ventos zonais e meridionais de superfície (vetores), e pressão ao nível do mar (representado por "H" e "L" que indicam o centro de alta e baixa pressão, respectivamente) que determinam a ocorrência de El Niño (a) e (b) La Niña.



Fonte: NOAA, 2021b.

Criam-se então ramos atmosféricos de circulação de ar configurando uma célula de Walker anômala com ascendência a partir da região de temperatura de superfície do mar (TSM) anômala e com subsidência no Pacífico oriental e em outros locais do globo terrestre, como exemplo, ao norte da América do Sul (Figura 11b). Essas alterações na dinâmica da atmosfera afetam, em cadeia, toda a circulação global (TRENBERTH; SHEA, 1987; TRENBERTH, 1997; ASHOK et al., 2007).

Figura 11 - Representação esquemática da interação oceano-atmosfera sobre o Pacífico e circulação atmosférica em períodos neutros (a), durante a atuação de El Niño (b) e de La Niña (c).



O oposto ocorre durante a fase “fria”, denominada La Niña, quando há resfriamento nas águas do Pacífico ocidental tropical e que se expande ao longo do tempo de forma similar ao que ocorre durante o El Niño, causando diminuição da temperatura do ar adjacente, assim aumentando a pressão e criando movimentos verticais descendentes (Figura 10b).

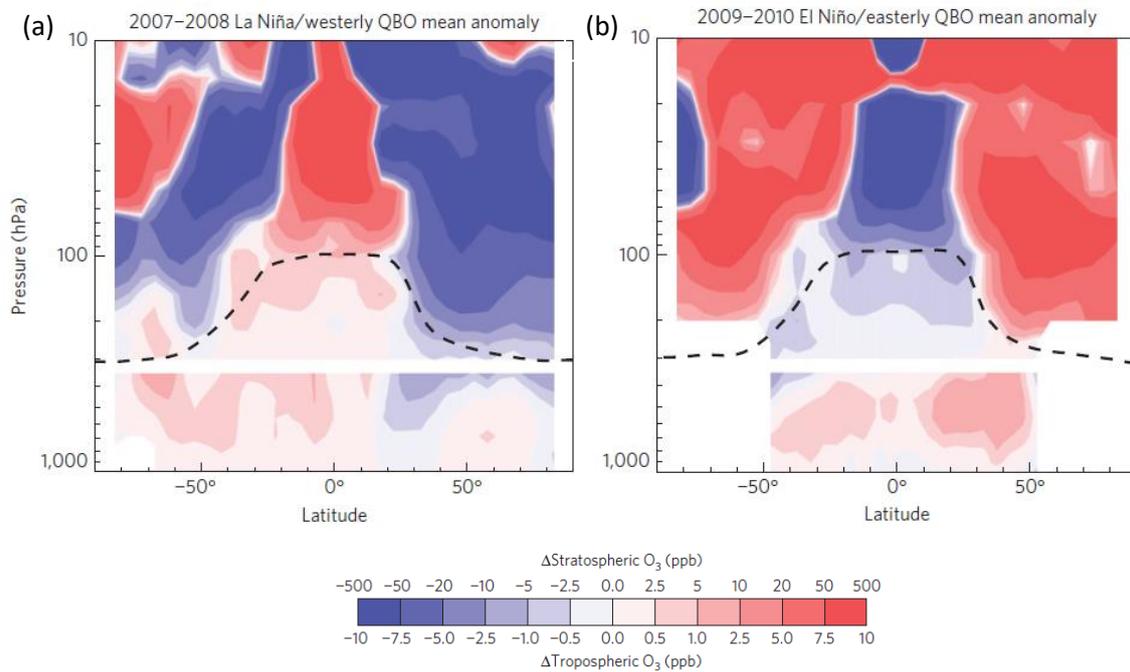
Essas alterações impedem o desenvolvimento de células de convecção sobre o Pacífico ocidental e central, e incitará o desenvolvimento em regiões onde os ramos criados pelas alterações dinâmicas provocam movimentos ascendentes, a exemplo locais como o Pacífico oriental e norte da América do Sul (Figura 11c). (TRENBERTH, 1997; TAKAHASHI et al., 2011; MANATSA; MUKWADA, 2017)

As fases fria e quente se alternam em um período aproximado de 2 a 8 anos (PHILANDER, 1990; BALDWIN; O’SULLIVAN, 1995). Esse modo têm os seus maiores picos de atuação durante os meses de verão do hemisfério Sul (ABALOS et al., 2015). Há diversos estudos que propõem explicar esse modo de variabilidade, porém nenhum chegou a conclusões definitivas sobre as suas origens e mecanismos, apenas sobre seu desenvolvimento, sustentação e impactos na atmosfera (NEELIN et al., 1998; WANG, 2001). Manatsa e Mukwada (2017) sugerem que a energia que aciona o ENOS no Pacífico Equatorial tem suas origens na regulação do total de radiação UV-B que penetra a troposfera, não na superfície do mar, como é cogitado usualmente. Os autores propõem que perturbações na química e física da atmosfera tropical sobre o Pacífico determinam a concentração de ozônio na baixa estratosfera dessa região, e como consequência, a quantidade de radiação UV-B disponível para aquecer a alta troposfera, pois o ozônio é absorvedor dessa onda eletromagnética. Aquecimentos na alta troposfera levam a intensificações na circulação de Walker e feedbacks positivos alimentam anomalias que conduzem ao pico do ENOS durante o verão do hemisfério sul e sua dissipação no outono. Segundo os autores, a possibilidade desse modo ser sustentado por mecanismos de feedback envolvendo a baixa estratosfera, alta troposfera e a superfície explicam o porquê de o ENOS ter um ciclo completo toda vez que iniciado.

Esse modo de variabilidade influencia a CTO (Figura 12). Diversos estudos investigaram como essa modulação ocorre na região tropical (ZHANG et al., 2010; OMAN et al., 2011; XIE et al., 2014; DOMEISEN et al., 2019; XIE et al., 2020). Abalos et al. (2015) e Manatsa e Mukwada (2017) afirmam que nos trópicos este modo tem sua maior influência na baixa estratosfera, diminuindo drasticamente sua influência nas camadas abaixo e acima, provocando, em média, 10% da variação dos conteúdos de ozônio naquela camada. As maiores alterações se apresentam durante eventos El Niño, variando até 15% (RANDEL et al., 2009; CALVO et al., 2010; DIALLO et al., 2012; KONOPKA et al., 2016; DIALLO et al., 2018).

Anomalias negativas (positivas) de ozônio são provocadas pelos ENOS na baixa estratosfera e positivas (negativas) na média estratosfera, apresentando pico máximo de atuação 3 meses após a máxima anomalia da TSM na região do Niño 3.4 (YULAEVA; WALLACE, 1994; CALVO FERNANDEZ et al., 2004; RANDEL et al., 2009; HOOD et al., 2010).

Figura 12 - Secção transversal pressão-latitude da anomalia média dessazonalizada de ozônio (em ppb) durante La Niña/ fase de oeste do QOB (a) e El Niño/fase de leste do QOB (b). A linha tracejada mostra a localização média da tropopausa.



Fonte: Neu et al., 2014.

Alterações robustas nas concentrações de ozônio da baixa estratosfera podem afetar a troposfera através de acoplamentos entre as duas camadas, causando intensas anomalias de circulação e temperatura capazes de afetar a superfície (MANATSA et al., 2013; CALVO et al., 2015; KIDSTON et al., 2015). Durante El Niño (La Niña) a troposfera é mais fria (quente) em latitudes tropicais. Uma possível explicação para a relação entre as duas variáveis é que, para que haja uma maior quantidade de ozônio na baixa estratosfera tropical é necessária uma maior absorção de energia UV-B solar para formação de suas moléculas através do ciclo de Chapman, diminuindo a quantidade dessa radiação que atingiria camadas atmosféricas inferiores, e como consequência, extinguindo o aquecimento que essa radiação provocaria na troposfera. Para a atuação de La Niña, o efeito oposto é válido (HARVEY; SWEENEY, 1999; STEINBRECHT et al., 2003).

Anomalias na baixa estratosfera tropical ocorrem, pois, a CBD é acentuada durante eventos El Niño, intensificando o transporte de massas de ar da região equatorial, ricas em ozônio, para maiores latitudes. O ramo profundo da CBD transporta ozônio para altas latitudes enquanto o ramo raso transporta para os subtropicais e médias latitudes (HOLTON et al., 1995; WAUGH; HALL, 2002; BUTCHART, 2014). Também, a CBD é capaz de transportar o ozônio troposférico através da tropopausa, depositando-o na baixa estratosfera (RANDEL et al., 2009; CALVO et al., 2010). A intensidade da anomalia na CBD é diretamente relacionada a intensidade e durabilidade das anomalias da TSM geradas pelos ENOS. Durante eventos La Niña a CBD é enfraquecida e o transporte de ozônio para maiores latitudes é diminuído causando acúmulo deste gás na atmosfera tropical.

Alterações nos padrões da CBD ocorrem, pois, o ENOS induz anomalias na localização e intensidade dos jatos subtropicais através do aumento do gradiente meridional de temperatura, com maior efeito nos jatos do hemisfério norte. Em decorrência disto, há alterações na propagação vertical e dissipação de ondas de Rossby, provocando alterações na divergência do fluxo Eliassen-Palm (EP), este utilizado em estudos de ondas planetárias para representar a relação entre atividades de ondas e a modulação da CBD. Como consequência, a CBD tornasse mais forte ou mais fraca, a depender da fase do ENOS em atuação (CALVO et al., 2010).

Konopka et al. (2016) mostra que há uma forte assimetria zonal na distribuição de ozônio durante eventos La Niña, maior nos trópicos e muito menor em grandes latitudes. Ao contrário, uma simetria significativa é esperada durante eventos El Niño.

Anomalias de ozônio associadas as convecções excessivas na alta troposfera da região tropical também são efeitos da atuação de ENOS. O aumento da atividade convectiva no Pacífico equatorial central e ocidental durante a fase quente do ENOS diminui a concentração de ozônio na alta troposfera, com maior intensidade que o aumento da concentração que ocorre no Pacífico oriental pela redução de atividades convectivas, resultando em uma anomalia média negativa. O oposto ocorre na fase fria do ENOS (RANDEL; THOMPSON, 2011; OMAN et al., 2013; NEU et al., 2014; SIORIS et al., 2014)

Nos subtropicais, anomalias de CTO em padrões de dipolo são observados sobre o Pacífico central e oriental associados a influência do ENOS nas trocas de ozônio entre a estratosfera e troposfera nos meses inverno do HN (WAUGH; POLVANI, 2000; SCOTT; CAMMAS, 2002). Albers et al. (2018) em uma análise para o HN, mostra que os padrões dipolo apresentados durante atuação de El Niño estão ligados ao jato subtropical que se torna extremamente forte e deslocado em direção ao equador nesses períodos. Nessas condições, há uma menor atividade de ondas de Rossby dos extratropicais para os trópicos e por consequência

há uma diminuição no transporte de massas de ar ricas em ozônio do equador para outras regiões do globo. O efeito oposto é esperado durante a atuação de eventos La Niña. Tohir et al. (2018) alega que apesar de haver influência de ENOS na CTO dessas latitudes, seus impactos são muito pequenos quando comparados aos impactos em regiões tropicais. Rieder et al. (2013) afirma que, quando comparado aos trópicos, anomalias de temperatura da troposfera e altura da tropopausa opostas ocorrem nos subtropicais durante eventos ENOS.

Estudos para latitudes médias apontam que existe, apesar de muito pequena, uma influência do ENOS na CTO (BOJKOV, 1987; WANG et al., 2011, RIEDER et al., 2013). Alguns autores sugerem que estes sinais são mascarados por outros de maior amplitude, como o do modo de variabilidade QBO ou os de erupções vulcânicas (VAN LOON; LABITZKE, 1987; RANDEL et al., 2009; ZHANG et al., 2015).

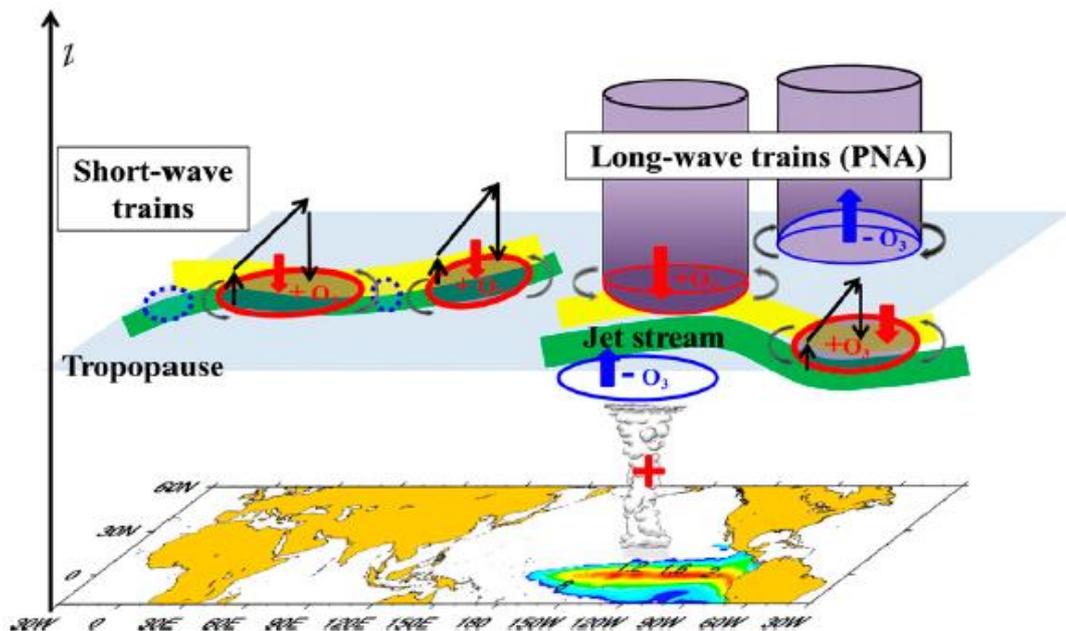
O ENOS influencia a CBD modulando sua intensidade através da indução de alterações na propagação vertical de ondas de Rossby, principalmente durante o verão do hemisfério sul (GARCÍA-HERRERA et al., 2006; CAGNAZZO et al., 2009). Esse mecanismo explica satisfatoriamente as alterações nas concentrações de ozônio estratosférico em médias e altas latitudes, porém ainda não explana a existência de uma assimetria zonal (ZHANG et al., 2015). Calvo et al. (2010), em um estudo para o HN, afirma que as anomalias provocadas pelos ENOS na baixa e média estratosfera dessas latitudes estão fora de fase com as anomalias da região tropical. Também observou que as maiores anomalias ocorrem próximas ao jato subtropical, entre 30°N e 40°N, faixa em que ocorrem os maiores transportes desse gás da estratosfera para a troposfera (ZENG; PYLE, 2005).

Zhang et al. (2015) trouxe alguns esclarecimentos para os mecanismos envolvendo essas trocas. Supõe-se que inicialmente os eventos El Niño incitam a formação de convecção e formação de ondas atmosféricas na região do Pacífico ocidental, provocando trens de dois tipos de ondas de Rossby barotrópicas que se propagam para médias latitudes. Ao atingirem essas latitudes, modulam a altura da tropopausa promovendo alterações no perfil vertical da CTO. Diminuir a altura da tropopausa induz transferência de ozônio da estratosfera para a troposfera, sendo o tempo de vida deste gás maior nesta camada. Ao contrário, aumentando a altura da tropopausa temos diminuição de valores da CTO. É estimado que esse modo provoque de 20 a 30% da variabilidade desse gás traço na faixa entre 30°N e 60°N, podendo atingir 50% na região sobre o Norte do Pacífico, alterando principalmente as concentrações na alta troposfera e baixa estratosfera.

A depender da longitude, a CTO de médias latitudes responde de formas diferentes ao ENOS, consequência de processos dinâmicos, aos quais Zhang et al. (2015) se aprofunda. O

mesmo estudo avaliou o aumento anômalo da ocorrência de quebra de ondas de Rossby ao longo da corrente de jato do Norte da América e Norte da África-Ásia, intensificada durante a ocorrência de eventos El Niño, e como isso influencia a CTO. Concluiu que essas quebras criam movimentos horizontais de massas de ar em direção ao Polo Norte, conduzindo ozônio de baixas latitudes para médias latitudes. Durante a ocorrência de La Niña são apresentados impactos opostos na atmosfera de médias latitudes. Detalhes desse processo são ilustrados na figura 13, apresentada originalmente no estudo elucidado.

Figura 13 - Diagrama esquemático dos mecanismos pelos quais os eventos do El Niño influenciam o ozônio em latitudes médias. Os eventos La Niña têm efeitos quase opostos na CTO e em outros campos meteorológicos não mostrados. Linhas grossas verdes indicam as correntes de jato da América do Norte e do Norte da África-Ásia, linhas grossas amarelas indicam eventos de quebras de ondas de Rossby em escala sinótica. Setas curvas indicam circulações horizontais anômalas em escala planetária associadas a eventos ENOS. Os círculos vermelhos e azuis representam a queda e o aumento anômalo de altura da tropopausa. Além disso, as setas vermelhas e azuis grossas denotam os transportes de ozônio para baixo e para cima associados às mudanças na tropopausa, respectivamente. Setas retas finas pretas representam a circulação impulsionada por ondas devido a eventos de quebra de ondas de Rossby.



Fonte: Zhang et al., 2015.

A alteração da intensidade da CBD por eventos ENOS pouco influencia a CTO em latitudes entre 30°N e 60°N durante o trimestre estudado. As anomalias relacionadas a esta alteração no padrão de circulação não são maiores que 1DU/mês nesta região. Isso ocorre, pois, a subsidência da CBD ocorre principalmente sobre a região polar (ZHANG et al., 2015).

Zhang et al. (2015) analisou o comportamento da CTO durante a atuação de El Niño durante os meses de janeiro, fevereiro e março. Foram encontrados valores anômalos maiores que a média sobre o Pacífico Norte, ao sul dos Estados Unidos, oceano Atlântico Sul, nordeste da África e leste da Ásia. Sobre o oceano Atlântico Norte e nordeste da América do Norte foram encontrados valores abaixo da média. Quatro centros com valores de CTO maiores que a média apresentaram-se circundando o planeta como trens de onda, ao longo de latitudes médias. Durante a ocorrência de La Niña observou-se padrões espaciais de anomalias similares aos encontrados durante a atuação de eventos El Niño, porém, com sinais opostos.

Pesquisas com objetivo de compreender a influência de ENOS na CTO da região polar, como exemplos Cagnazzo et al. (2009) e Zubiaurre e Calvo (2012), indicam que a ocorrência de El Niño aumenta as concentrações de ozônio sobre o Polo Norte. Hamilton (1993) e Baldwin e O'Sullivan (1995) mostraram haver fracos sinais de ENOS nessas latitudes, porém outros trabalhos sugerem que há fortes sinais na estratosfera dessa região relacionados a este modo durante os meses de verão do hemisfério sul (CAMP; TUNG, 2007; FREE; SEIDEL, 2009).

Durante a atuação de El Niño, Xie et al. (2012) encontrou sinais de resfriamento do vórtice polar sul, no entanto, insuficientes para induzir aumento significativo de sua intensidade. Quanto aos mecanismos que provocam o resfriamento, entende-se que a diminuição de fluxos EP reduz o aquecimento dinâmico conduzido por ondas atmosféricas. É sugerido também que explicações para esses mecanismos residam no transporte desintensificado de ozônio da estratosfera tropical para a estratosfera de altas latitudes enquanto atuam eventos El Niño, e na compressão adiabática enfraquecida no vórtice polar, consequência do enfraquecimento da CBD.

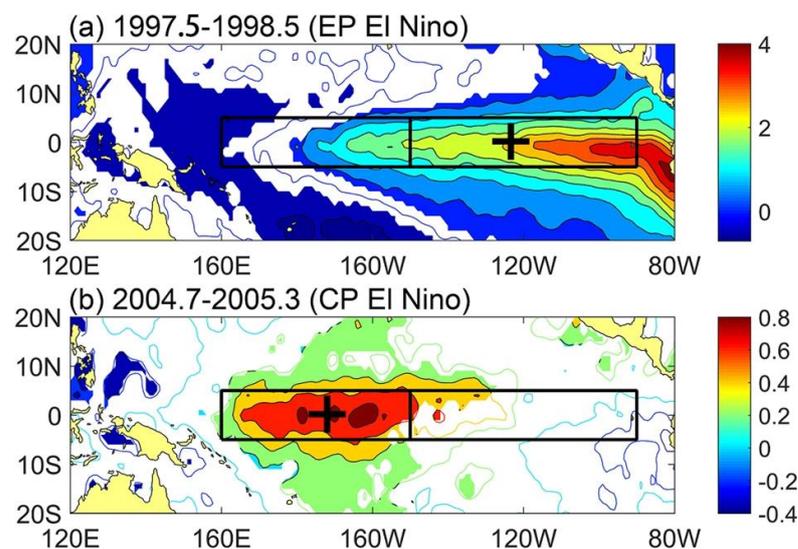
Em pesquisas voltadas para o HN quanto a influência do El Niño, foram identificados resfriamento na estratosfera tropical e aquecimento na estratosfera sobre o ártico, efeito inverso ao encontrado sobre a região Antártida (CAMP; TUNG, 2007; GARFINKEL; HARTMANN, 2007; FREE; SEIDEL, 2009). No período de atividade de El Niño intenso a atmosfera sobre essas latitudes fica mais aquecida e com vórtices polares mais fracos, efeito associado à anomalias positivas de ozônio em altas latitudes, consequência da intensificação da CBD pela mesma fase do modo (CALVO FERNANDEZ et al., 2004; SASSI et al. 2004; GARCÍA-

HERRERA et al., 2006; MANZINI et al., 2006; CAGNAZZO et al., 2009; FREE; SEIDEL, 2009).

Quando comparado ao HS, Xie et al. (2012) conclui que eventos El Niño influenciam com maior intensidade a estratosfera de altas latitudes do HN. Sinais de eventos ENOS na estratosfera polar influenciam a troposfera através de acoplamentos entre as duas camadas (BELL et al., 2009; CAGNAZZO; MANZINI, 2009; INESON; SCAIFE, 2009). Bell et al. (2009) e Cagnazzo e Manzini (2009) apontam a estratosfera como o principal meio por onde permeiam sinais de ENOS entre a troposfera tropical e a de altas latitudes.

Uma outra variante de ENOS apresentou aumento em sua frequência de ocorrência nas últimas décadas e tem recebido atenção em recentes estudos (YU; KAO, 2007; KAO; YU, 2009; YU et al., 2010). Nomeado por Ashok et al. (2007) como El Niño Modoki, termo provindo da língua japonesa que significa “similar, porém diferente”, sua principal característica é a diferença no padrão de aquecimento das águas do Pacífico. Nesse modo também são apresentadas duas fases, uma “quente”, El Niño Modoki, e outra “fria”, La Niña Modoki. Durante eventos El Niño (La Niña), a região central do Pacífico aquece (resfria) enquanto o Pacífico ocidental e oriental resfriam (aquecem) (Figura 14) (ASHOK et al., 2007; WENG et al., 2009; XIE et al., 2012). Xie et al. (2012) observou que quando comparados a eventos ENOS não-Modoki, sendo esses referidos como “canônicos”, as anomalias positivas (negativas) de TSM na região central (oriental) do Pacífico equatorial são menos intensas.

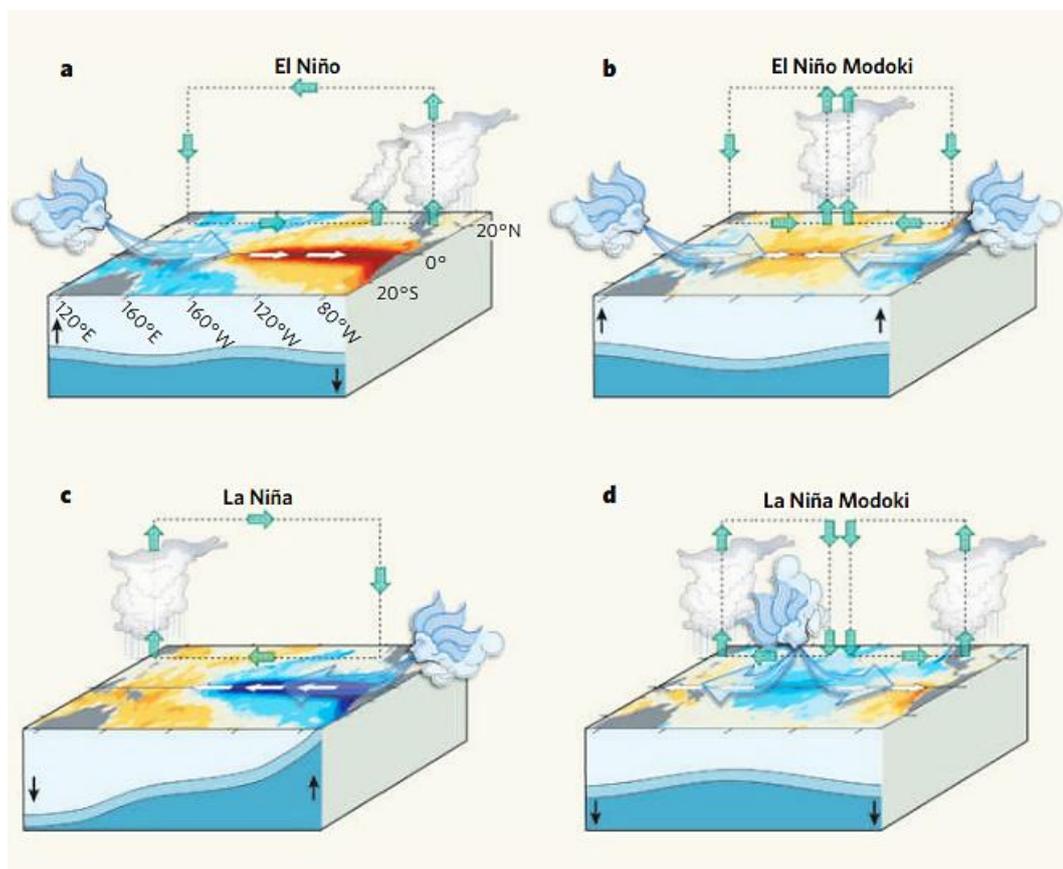
Figura 14 - Exemplos de padrões de anomalia média da TSM para El Nino Canônico (a) e El Nino Modoki (b). As áreas coloridas possuem nível de confiança de 99% em teste T Student bicaudal.



Fonte: Zhang et al., 2019.

Estudos mostram que estas alterações nos padrões de anomalia de TSM, tanto na configuração espacial quanto na intensidade, são suficientes para provocar alterações dinâmicas atmosféricas significativamente diferentes daquelas geradas pelos ENOS canônicos, influenciando o clima global de forma singular (TRENBERTH; SMITH, 2006; WENG et al., 2007, 2009; XIE et al., 2012, ZUBIAURRE; CALVO, 2012). Um dos principais fatores para esta distinção são as alterações diferenciadas que ocorrem na circulação atmosférica pois este modo apresenta duas células de Walker anômalas, manifestando dois ramos descendentes (ascendentes) e um ramo ascendente (descendente) ao longo do Pacífico equatorial (Figura 15) (ASHOK et al., 2007; WENG et al., 2007, 2009).

Figura 15 - Representação esquemática da interação oceano-atmosfera sobre o Pacífico e circulação atmosférica durante a atuação de El Niño (a), El Niño Modoki (b), La Niña (c) e La Niña Modoki (d).



Fonte: Ashok; Yamagata, 2009.

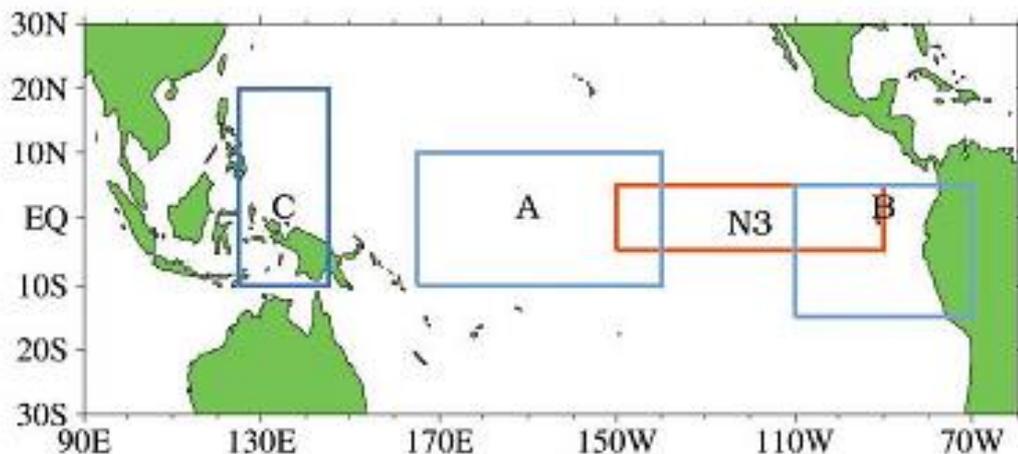
Ashok et al. (2007, 2009) detalham análises e mostram que eventos Modoki são independentes de eventos canônicos, estabelecendo-os como modos de variabilidade

independentes. Eventos Modoki tem a advecção zonal da TSM média moduladas por correntes zonais anômalas (KUG et al., 2009). Quanto aos seus períodos de ocorrência, parece haver uma preferência para que o ponto máximo de atuação desse modo ocorra durante o verão do hemisfério Sul, assim como eventos canônicos (ZUBIAURRE; CALVO, 2012). O ENOS Modoki se inicia, desenvolve e arrefece a partir da região central do Pacífico equatorial e não obrigatoriamente deve ser precedido pela fase oposta, seja quente ou fria (KAO; YU, 2009).

Yeh et al. (2009) e Ashok et al. (2007) apontam que houve aumento na frequência de eventos ENOS Modoki desde 1979 e que isto pode ser consequência de recentes alterações climáticas de origens antropogênicas e naturais.

A presença ou não de ENOS Modoki no oceano Pacífico pode ser determinada pelo índice El Niño Modoki, estabelecido por Ashok et al. (2007). Diferente dos critérios estabelecidos para determinação de eventos canônicos, que leva em consideração apenas uma área única sobre o Pacífico equatorial, este índice leva em consideração três áreas isoladas. Uma região denominada “região A”, localizada em (165°E-140°W,10°S-10°N), outra denominada “região B” (110°W-70°W,15°S-5°N) e a “região C” (125°E-145°E,10°S-20°N) (Figura 16). A expressão matemática para cálculo do índice e como interpretar seus resultados podem ser encontrados na integra em Ashok et al. (2007).

Figura 16 - Representação de regiões (A, B e C) empregadas para calcular o índice EMI e N3.



Fonte: Zubiaurre; Calvo, 2012.

O impacto desse modo na convecção e precipitação já foi alvo de diversos estudos voltados para diversas localidades do globo terrestre. Cai e Cowan (2009), Taschetto e England (2009), Zhang et al. (2010) e Feng e Li (2011) são alguns exemplos de estudos. Os resultados

mostram que há uma grande influência do ENOS Modoki sobre estas variáveis e detalha-os. Porém, são poucos os estudos que propõem esclarecer a relação deste modo com as concentrações de ozônio atmosférico, sendo a maior parte destes voltados apenas para a fase “quente”.

Quando comparado à eventos canônicos, os gradientes anômalos da TSM gerado por este modo impactam de formas diferentes a propagação vertical e dissipação de ondas de Rossby na estratosfera sobre médias latitudes, induzindo diferentes efeitos (HURWITZ et al., 2011a,b; XIE et al., 2012; ZUBIAURRE; CALVO, 2012).

Na região tropical, há diminuição de valores da CTO durante eventos de El Niño Modoki. Na baixa e média estratosfera há uma diminuição significativa da concentração de ozônio, provocando por consequência a diminuição da absorção de radiação UV nessa camada, o que reduz sua temperatura. Efeitos similares aos gerados por El Niño canônico, entretanto, com anomalias de menores intensidades (XIE et al., 2014). Como consequência do resfriamento da estratosfera, há aquecimento na troposfera. O aquecimento (resfriamento) anômalo da troposfera (estratosfera) tropical é mais fraco e menos persistente quando comparado ao gerado por eventos canônicos pois as anomalias de TSM geradas por El Niño Modoki são menos intensas (XIE et al., 2012, 2014).

Hurwitz et al. (2011b) mostram que, quando o El Niño Modoki ocorre ao mesmo tempo que a fase de leste da QBO, há um significativo aquecimento da estratosfera sobre o Polo Sul relacionado ao deslocamento para sul da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Porém, limitações no estudo impedem a generalização das conclusões obtidas. Em Hurwitz et al. (2011a), através de simulações numéricas, os mesmos resultados são obtidos, contudo, o sinal ENOS sobre o polo é mais fraco e não há relação com a fase da QBO.

Zubiaurre e Calvo (2012) encontrou resultados similares e concluiu que o aquecimento da estratosfera é acompanhado por um enfraquecimento do vórtice polar sul e um significativo aumento nas concentrações de ozônio. Quanto aos mecanismos que fundam esses efeitos, os autores afirmam que eventos El Niño Modoki intensificam teleconexões troposféricas sobre o Pacífico Sul e América do Sul através da convecção intensificada e deslocada para oeste quando comparadas as geradas pelo El Niño canônico. Essa configuração favorece a propagação vertical e dissipação de ondas de Rossby na baixa estratosfera. Como consequência haverá uma subsidência anômala de massas de ar relativamente mais quentes sobre a região polar, o que, junto ao aquecimento adiabático, provoca aumento dos valores de CTO. As magnitudes das anomalias, em porcentagem, são similares às encontradas por Randel et al. (2009) e Calvo et al. (2010) na baixa estratosfera tropical durante eventos ENOS canônicos. Também é observado

que as anomalias geradas no HN são aproximadamente duas vezes maiores quando comparadas às anomalias geradas para o HS pela ação de El Niño canônico. Quanto ao Polo Norte, Xie et al. (2012) afirma haver evidências de que durante a atuação El Niño Modoki a atmosfera dessa região se torna mais fria, intensificando o vórtice polar norte. La Niña Modoki produzem sinais na estratosfera da região polar sul que resfriam essa camada a partir do mês de outubro, propagando-se para baixo até desaparecer em meados de janeiro e fevereiro (XIE et al., 2012).

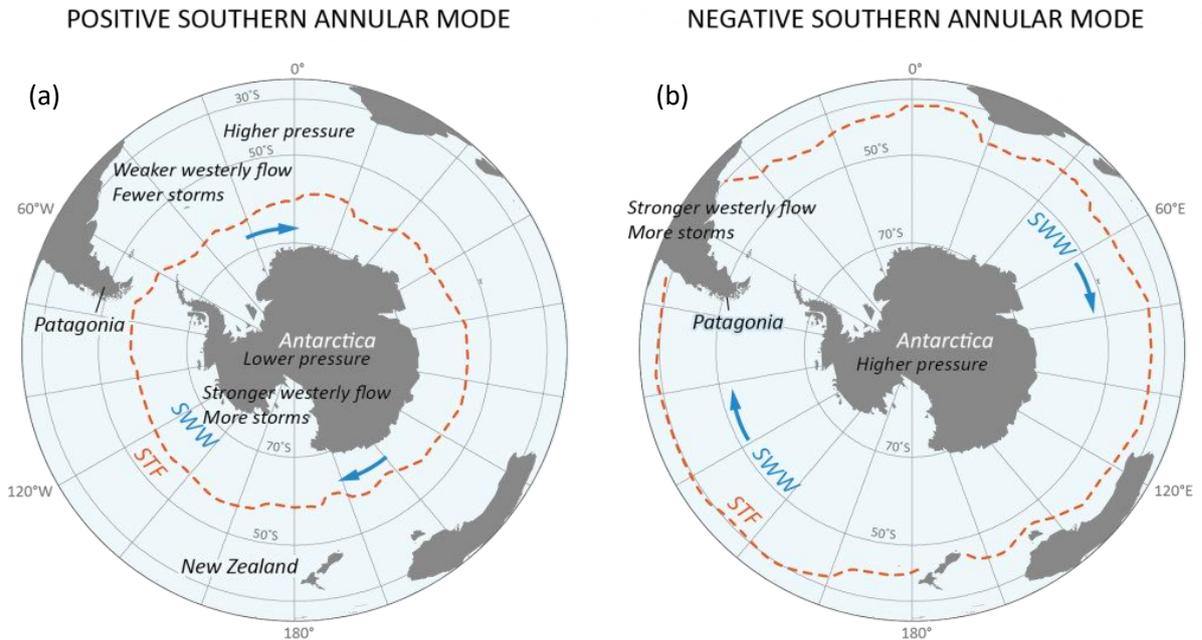
Há uma complexa e não linear relação entre o sinal da QBO e o de ENOS Modoki. Xie et al. (2012) alega que efeitos opostos aos provocados por El Niño Modoki nos vórtices polares norte e sul são esperados sobre os mesmos quando este modo atua simultaneamente à fase de leste da QBO. O resultado é um vórtice polar norte enfraquecido e quente, e o Sul, frio e intensificado. Em contraste, quando a QBO em fase de oeste atua síncrona ao El Niño Modoki, são esperados os mesmos efeitos provocados por El Niños canônicos. Simulações numéricas mostram que El Niños canônicos e Modoki influenciam igualmente a estratosfera dessa região e os vórtices polares quando removidas as influências da QBO. Ao contrário do esperado para eventos canônicos, os autores concluem que eventos Modoki influenciam com maior intensidade a estratosfera de altas latitudes do HS, em comparação entre os dois hemisférios.

Eventos Modoki afetaram com maior intensidade as concentrações de ozônio na estratosfera desde a década de 80 quando comparados a eventos canônicos (XIE et al., 2014).

### **2.3 Modo Anular Sul e Ozônio**

O Modo Anular Sul (em inglês, SAM), também denominado Oscilação Antártica, é modo de variabilidade predominante na atmosfera extratropical do hemisfério sul. É caracterizado principalmente por anomalias de pressão e altura geopotencial, zonalmente simétricas e de sinais opostos, uma localizada sobre latitudes médias e outra na região Antártica. Atua em um padrão de “gangorra” norte-sul de massa atmosférica (THOMPSON; WALLACE, 2000). Apresenta duas fases, uma positiva, onde as anomalias das latitudes médias são positivas enquanto as sobre a Antártica são negativas. Sinais de anomalias opostos são esperados para a fase negativa (ROGERS; VAN LOON, 1982; SCREEN et al., 2009, 2010). A figura 17 exibe uma representação das duas fases do SAM sobre o hemisfério sul.

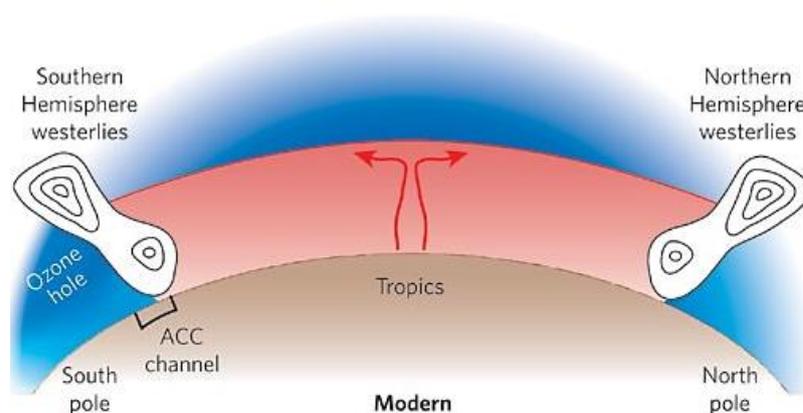
Figura 17 - Representação da fase positiva do SAM onde os ventos se contraem ao redor dos polos e baixa pressão atmosférica anômala sobre a Antártica (a). Na fase negativa (b), anomalias positivas de pressão atmosférica e deslocamento para menores latitudes dos ventos de oeste que circundam a Antártica.



Fonte: Davies, 2021.

A figura 18 exibe uma representação em corte latitudinal da estrutura atmosférica.

Figura 18 - Representação da estrutura atmosférica em um corte latitudinal. Bandas de ventos de oeste (correntes de jato) no hemisfério norte e hemisfério sul (mostrados esquematicamente pelos isotacas) separam o ar quente (tons de vermelho), nos trópicos, do ar frio (tons de azul), sobre os polos.



Fonte: Toggweiler; Russell, 2008.

Esse modo possui característica barotrópica e surge na atmosfera em diversos momentos do ano, dentro da troposfera. No entanto, pode se propagar até a estratosfera quando ocorre ao fim da primavera austral, intervalo denominado “período ativo”, no qual a intensidade do escoamento zonal propicia condições para uma forte interação de ondas planetárias no escoamento médio e há maiores anomalias de altura geopotencial da estratosfera (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Há diversos métodos para definir a ocorrência de SAM. A diferença entre as médias zonais de pressão ao nível do mar nas latitudes 40°S e 65°S é o método proposto por Gong e Wang (1999). Thompson e Wallace (2000) propõem uma análise do SAM como sendo o principal modo da Função Ortogonal Empírica (FOE) da variável altura geopotencial, para 850hPa sobre a região polar, na faixa de latitude 20°S. Outros autores fizeram uso desta mesma técnica, no entanto para diferentes variáveis. Cai e Watterson (2002) utilizaram da altura geopotencial em 500hPa, Cai e Cowan (2007) e Miller et al. (2006) optaram por pressão ao nível do mar.

O SAM afeta a atmosfera do hemisfério sul promovendo variabilidade climática principalmente em médias e altas latitudes (GONG; WANG, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000; THOMPSON et al., 2000; GUPTA; ENGLAND, 2006; LEFEBVRE et al., 2004; MO, 2000; SCREEN et al., 2010; STAMMERJOHN et al., 2008). São esperadas alterações na intensidade e posição dos ventos de oeste próximos a superfície provocadas pelas mudanças nos padrões de pressão atmosférica. Na fase positiva esses ventos são mais fortes e mais deslocados em direção ao polo sul, fenômeno associado ao deslocamento do limite polar da célula de Hadley e o limite equatorial da célula de Ferrel. Há baroclinia em altas latitudes durante a atuação dessa fase.

Na fase oposta, os ventos se apresentam mais fracos e deslocados em direção ao equador, há baroclinia sobre médias latitudes (THOMPSON; WALLACE, 2000). Como consequência há modificações no fluxo de Ekman e no fluxo oceano-atmosfera, promovendo assim anomalias na TSM do mesmo hemisfério, principalmente no oceano Antártico (VERDY et al., 2006; CIASTO; THOMPSON, 2008; SCREEN et al., 2010). Análises espectrais indicam que a variabilidade decadal do SAM é um dos principais moduladores do clima austral (YUAN; YONEKURA, 2011).

Diversos outros efeitos são observados por todo hemisfério sul. Silvestri e Vera (2003) apontam que durante a fase positiva (negativa) do SAM há anomalias anticiclônicas (cyclônicas) em altos níveis e redução (aumento) da convergência de umidade e precipitação ocorrem sobre o sudeste da América do Sul, com maior efeito durante a primavera.

Enfraquecimento (fortalecimento) do jato subtropical e fortalecimento (enfraquecimento) do jato polar também ocorrem durante a fase positiva (negativa), assim como maior ocorrência de ciclones extratropicais e frentes frias em menores latitudes durante a fase negativa, associado ao deslocamento do jato subtropical em direção ao equador. Na fase positiva, os ciclones que se formam mais próximos ao continente Antártico possuem pressões centrais mais baixas quando comparados a aqueles que se desenvolvem em menores latitudes. Essas alterações no padrão de distribuição espacial do desenvolvimento de ciclones promovem anomalias de precipitação no sul da América do Sul (CARVALHO et al., 2005).

Outros efeitos da fase positiva (negativa) é o aumento (diminuição) anômalo de temperatura do ar em latitudes médias (altas latitudes) e anomalia negativa (positiva) da CTO em altas latitudes, associada a variação da altura da tropopausa nessa região (THOMPSON; WALLACE, 2000).

O modo ENOS pode afetar o clima antártico através do SAM, pois este modo proporciona acoplamento entre a atmosfera de altas e de baixas latitudes (CARVALHO et al., 2005). Yang et al. (2007) afirma que acoplamentos estratosfera-troposfera ocorrem preferencialmente no período entre o fim da primavera e o início do verão, propagando anomalias de vento da baixa estratosfera para a troposfera.

Importante observar também que uma componente zonalmente assimétrica, ou não-anular, de anomalias de pressão e vento também estão associadas ao SAM, provocando alterações diferenciadas em regiões específicas de mesma latitude (LIMPASUVAN; HARTMANN, 2000; HALL; VISBECK, 2002; LEFEBVRE et al., 2004).

Quanto às origens do SAM, Cai e Watterson (2002) apontam que explicações residem na dinâmica interna da atmosfera, sendo não essenciais para sua existência a forçante ENOS, dinâmica dos oceanos e interações oceano-atmosfera. Divergindo, outros autores não concordam com a não-essencialidade do ENOS para manutenção desse modo de variabilidade (CARVALHO et al., 2005; GONG et al., 2012). Carvalho et al. (2005) observa que durante eventos El Niño (La Niña) há uma maior presença de SAM em fase negativa (positiva). Marini et al. (2011) concorda com esta proposição após observar similaridades entre as regressões lineares de anomalias de PNM promovidas por ENOS e aquelas promovidas pelo SAM. Damiani et al. (2020) aponta que há correlação entre os dois modos, variando a força dessa relação com a sazonalidade.

Quanto as origens dessa relação, os mesmos autores propõem que anomalias de TSM em grandes áreas do Pacífico tropical impulsionadas por eventos El Niño geram trens ondas de Rossby, que promovem anomalias de alta pressão em maiores latitudes, resultando em uma

correlação inversa entre os dois modos (MO; HIGGINS; 1998). L'Heureux e Thompson (2006) expõe que aproximadamente 25% da variabilidade interanual do SAM tem relação linear com flutuações do ENOS no período entre novembro e fevereiro. Através de simulações numéricas, Cai et al. (2011) afirma haver forte relação entre os dois modos de variabilidade. Domeisen (2019) indica que o El Niño também está associado a distúrbios mais frequentes no vórtice polar sul e anomalias positivas de ozônio na região Antártica. Outros estudos também sugerem que maior frequência de ENOS Modoki nas últimas duas décadas, os quais apresentam configurações espaciais diferentes dos ENOS canônicos, podem ser responsáveis por anomalias do SAM observadas nesse mesmo período (YEO; KIM, 2015; ZHENG; YU, 2017).

Alterações climáticas têm afetado a atmosfera de todo o globo nas últimas décadas. Estudos indicam que a intensificação dos ventos de oeste próximos a superfície é uma das consequências destas mudanças. Isso ocorre pois o aumento antropogênico das concentrações de CO<sub>2</sub> na atmosfera induz a uma maior intensidade nas circulações atmosféricas do hemisfério sul. No entanto, verifica-se através de simulações e dados de reanálises que alterações dessa natureza continuaram a se intensificar ao decorrer do século 21 (SWART; FYFE, 2012; SWART et al., 2015; YANG et al., 2016) e estas continuarão a afetar não somente as variáveis de superfície (GILLE, 2008; BIASTOCH et al., 2009; MARSHALL; SPEER, 2012), mas também promoverá intensificação de uma tendência de maior frequência de ocorrência de fase positiva do SAM já existente (HARTMANN; LO, 1998; THOMPSON; WALLACE, 2000; THOMPSON; SOLOMON, 2002; MARSHALL, 2003; MONAHAN; FYFE, 2006; THOMPSON et al., 2011; SWART; FYFE, 2012; SWART et al., 2015; YANG et al., 2016).

Nesse cenário, Lim et al. (2016) propõem que haverá redução nos totais pluviométricos em latitudes médias e acréscimo em altas latitudes, em todas as estações. Há também alterações nos regimes subtropicais, porém, com forte sazonalidade, havendo precipitações mais robustas durante os meses de verão. Thompson et al. (2000) revelam que as alterações climáticas também afetam as concentrações de ozônio sobre a região polar, diminuindo os valores nos meses do verão e outono.

A diminuição nos valores de CTO sobre a região polar sul nos meses de primavera causadas por emissões antrópicas de gases depletors de ozônio, conhecido como buraco na camada de ozônio, induz, através de interações dinâmicas e termodinâmicas, tendências de fase positiva do SAM durante a primavera e o verão além de alterações na climatologia da troposfera em todo globo (MCLANDRESS et al., 2011). Correlações entre o ozônio Antártico e os totais pluviométricos nas regiões australianas e chilenas foram identificadas por Damiani et al. (2020),

com forte persistência e tendência de umidificação para aquela região e forte robustez e tendência de seca para essa região.

Quando há redução (acréscimo) nos valores de CTO durante a primavera austral, o vórtice polar sul se torna mais forte (fraco) e há uma maior frequência na ocorrência de fases positivas (negativas) do SAM em um período de um a quatro meses adiante, durante o verão (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014). Se o SAM é mais fraco na primavera, uma maior quantidade de ozônio é transportada das latitudes médias para o vórtice polar. Há correlação direta entre a CTO e o SAM no período de inverno, caracterizando relação entre o aumento da CTO e baixas pressões na superfície Antártica (FOGT et al., 2009). Shaw et al. (2011) aponta que, quando comparado à períodos pré-industriais, anteriores à existência do buraco na camada de ozônio antropogênico, a quebra do vórtice polar, caracterizado pela diminuição rápida dos ventos de oeste na estratosfera polar, é atrasada, ocorrendo no início do verão, o que acarreta alterações no acoplamento estratosfera-troposfera. Damiani et al. (2020) mostra que há forte e persistente correlação entre as anomalias de ozônio Antártico em novembro e o SAM durante o verão e a primavera. Os autores também afirmam que essa é uma consequência do fortalecimento do vórtice polar pela diminuição da CTO antártica durante a primavera austral, associado também à sua dissipação adiada e o forte e duradouro acoplamento estratosfera-troposfera.

Estima-se que a influência do buraco na camada de ozônio na circulação troposférica durante o verão no hemisfério sul seja de duas a três vezes maior do que a provocada pelos gases de efeito estufa (POLVANI et al., 2011). Thompson et al. (2011) afirma que os gases de efeito estufa como forçante para a fase positiva do SAM só se tornaram relevantes durante o século 21.

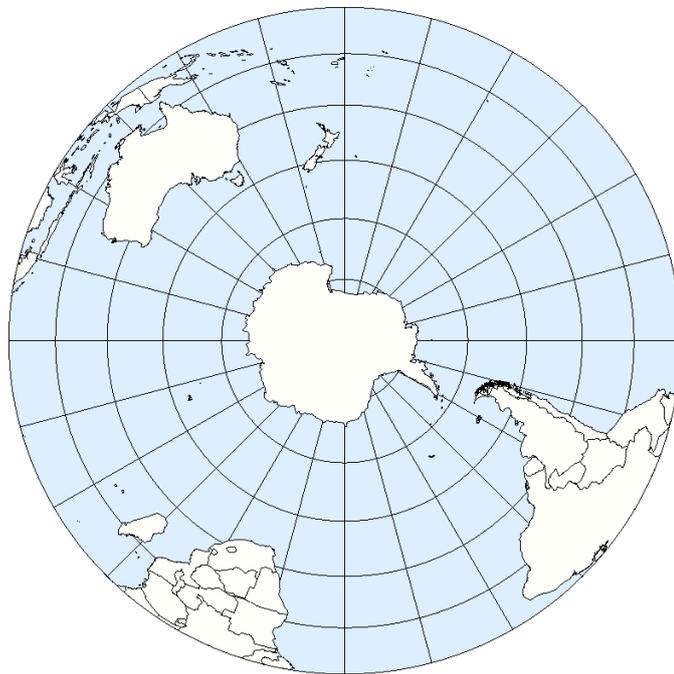
A recuperação do buraco na camada de ozônio provocaria desaceleração dos ventos de oeste localizados no lado polar do jato do hemisfério sul durante o verão, incitando uma tendência de fase negativa do SAM (SHINDELL; SCHMIDT, 2004; SON et al., 2008; PERLWITZ et al., 2008; SIMPKINS; KARPECHKO, 2012). É esperado que isso venha a acontecer no decorrer do século 21 (ARBLASTER et al., 2011; THOMPSON et al., 2011), o que levaria a redução das tendências de fase positiva do SAM, porém as emissões antrópicas de gases de efeito estufa e aerossóis de sulfato troposféricos ainda atuarão como forçantes desse efeito (MILLER et al., 2006). Cenários futuros projetados indicam uma diminuição da influência da CTO polar austral sobre a precipitação no hemisfério sul, efeitos da redução de sua influência sobre a troposfera do hemisfério sul (DAMIANI et al., 2020).

Damiani et al. (2020) também apresenta evidências de que o SAM e as alterações da CTO sobre a Antártida podem sofrer variações independentemente uns dos outros através de ondas planetárias gerados no período de inverno austral e indica até mesmo que as maiores anomalias de SAM parecem estar ligadas as atividades dessas ondas.

### 3 DADOS E METODOLOGIA

Nesse estudo foi avaliado o comportamento médio da CTO sobre o Hemisfério Sul (Figura 19), localizado na área entre o equador e o polo Sul ( $0^{\circ}$ - $90^{\circ}$ S), abrangendo todas as longitudes, quando sobre ação dos modos de variabilidade ENOS e SAM. O período de estudo está compreendido entre 1980 e 2020.

Figura 19 - Hemisfério Sul terrestre em projeção Lambert Azimutal, fronteiras nacionais adicionadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados de CTO utilizados nesse estudo foram obtidos através do portal *Copernicus*, disponibilizado pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Esses arquivos representam as concentrações médias de ozônio em  $mol.m^{-2}$ . A área abrangida é global, com resolução espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  (lat/lon) e resolução temporal mensal.

As informações disponíveis nestes arquivos são geradas a partir de sensoriamento remoto, as quais são submetidas à reanálise utilizando métodos de assimilação, resultando no produto Multi-sensor reanalysis (MSR) (COPERNICUS, 2021). No total, dados de 15 sensores acoplados a satélites são manipulados para geração deste produto. Os sensores são: ERS-2/GOME, Envisat/SCIAMACHY, Metop-A/GOME-2, Metop-B/GOME-2, Aura/OMI,

NPP/OMPS-NM, Nimbus4/BUV, Nimbus7/TOMS, EP/TOMS, série SBUV e NPP/OMPS. Detalhes quanto a esses instrumentos estão disponíveis no quadro 2.

Quadro 2 - Informações dos sensores utilizados no *Multi-sensor reanalysis* (MSR).

Satélite	Sensor	Período de atuação	Tipo de Sensor	Faixa Espectral (nm)	Resolução Espacial
<b>ERS-2</b>	GOME	1995-2011	Nadir	237 - 793	320 km x 40 km
<b>Envisat</b>	SCIAMACHY	2002-2012	Nadir /	240 - 2400	32 km x 215 km
			Limb e occultation		3 km x 135 km
<b>Metop-A</b>	GOME-2	2006-	Nadir	240 - 790	Trilha de 1920km: 80km x 40 km Trilha de 960km: 40km x 40 km
<b>Metop-B</b>		2012-			
<b>Aura</b>	OMI	2004-	Nadir	270 - 500	13 km x 24 km
<b>NPP</b>	OMPS-NM	2011-	Nadir	300 - 380	50 km x 50 km
<b>Nimbus4</b>	BUV	1970-1980	Nadir	250 - 340	220 km <sup>2</sup>
<b>Nimbus7</b>	TOMS	1979-1993	Nadir	312 - 380	50 km x 50 km
<b>EP</b>		1996 - 2002			
<b>Nimbus-7, NOAA-9-11-14-16-17-18-19</b>	SBUV	1985-	Nadir	250 - 340	170 km x 170 km
<b>NPP</b>	OMPS	2012-	Nadir	300 - 380	50 km x 50 km

Fonte: Elaborado pelo autor a partir de Copernicus (2019).WMO (2021) e ESA (2021).

Nesse estudo será utilizada a segunda versão do MSR, o MSR-II, na qual foi aprimorada a resolução, velocidade de processamento e corrigidas falhas no cálculo do algoritmo anterior. O produto gerado possui nível de processamento L4, ou seja, são gerados a partir de dados dos sensores remotos após a assimilação em um modelo de transporte químico tridimensional. O nível de incerteza é menor que 1% (VAN DER A et al., 2015).

O método em que os sensores obtêm os dados de CTO são diversos e se baseiam diferentes técnicas fundamentadas na análise da absorção dos comprimentos de onda eletromagnética UV, visível, infravermelho e micro-ondas pelo ozônio. A concentração de ozônio é deduzida através da avaliação do total de luz solar ou da radiação térmica emitida pela Terra que é absorvida por este gás. Maiores detalhes quanto aos métodos de geração dos dados

podem ser consultados no portal *Copernicus* (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/satellite-ozone-v1?tab=overview>).

Os dados adquiridos para este estudo foram manipulados para obter campos médios climatológicos em resolução mensal e trimestral (DJF, MAM, JJA, SON) para toda a área do HS. Foram geradas médias dos valores contidos dentro da área da grade de dados correspondente ao retângulo o qual tem como largura todas as faixas de longitude (180°E-180°W) e como altura o intervalo de faixa de latitude estabelecido para o estudo. As faixas estabelecidas para análise nesse estudo são 90°S-60°S, 60°S-30°S e 30°S-0°. Para visualização dos campos trimestrais climatológicos, figuras da área do HS, em projeção Lambert Azimutal, sobrepostas pelos resultados obtidos foram produzidas.

Para analisar a ação dos modos de variabilidade ENOS e SAM na CTO é necessário primeiramente identificar os períodos de ocorrência de suas fases. O índice *Oceanic Niño Index* (ONI) foi utilizado para identificação de períodos com ocorrência ou não de eventos ENOS dentro do intervalo de tempo estudado. Esse é um dos principais índices usados para monitorar o ENOS e foi escolhido para uso neste estudo. Para obtenção de seus valores, são realizados cálculos utilizando a média das anomalias da TSM de uma área do centro-leste equatorial do Oceano Pacífico, localizada entre as latitudes 5°S e 5°N, e as longitudes 170°W - 120°W, fundamentado na mudança do período base que consiste em múltiplos centros de períodos de 30 anos. Também é gerada uma média trimestral, calculada para melhor isolar a variabilidade relacionada ao ENOS (NOAA, 2017). Os dados do ONI utilizado nesse estudo estão disponibilizados em [https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php) pela NOAA (YAN et al., 2018) e são cedidos em resolução temporal trimestral, porém, com atualizações mensais.

O índice *Antarctic Oscillation* (AAO) foi aplicado para identificação das fases atuantes do modo de variabilidade SAM ao longo do período abordado pelo estudo. O AAO é fornecido pela NOAA e está disponível em [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao/ao.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml), com resolução temporal mensal (REBOITA; AMBRIZZI, 2006). Para produzir os valores do índice são utilizadas análises de EOF nas anomalias mensais de altura geopotencial em 700 hPa a partir da latitude de 20°S em direção aos polos.. Há remoção do ciclo sazonal no campo de altura média mensal e há utilização da matriz de covariância para a análise de EOF. É aplicada a técnica de ponderação dos dados de grade pela raiz quadrada do cosseno de latitude para

garantir uma ponderação de área igual para a matriz de covariância (SOUZA; REBOITA, 2021).

Cada campo mensal de CTO da série obtida para esse estudo foi associado ao correspondente valor do índice trimestral ONI, levando em consideração o mês central, e do índice mensal AAO. Utilizando o índice ONI, são realizadas médias mensais entre os campos mensais com índices: maiores que 0,5, correspondente aos meses de El Niño; e menores que -0,5, meses de La Niña. Aqueles meses entre -0,5 e 0,5 não apresentam ocorrência de ENOS (fase neutra). Para o índice AAO, foram geradas médias dos campos ligados a índices de valor positivo (negativo), os quais indicam ação da fase positiva (negativa) do SAM.

Cada campo médio gerado ao fim desse processo foi analisado por faixa de latitude, gerando médias de cada faixa de latitude estabelecida para o estudo. Essa área para qual a média é realizada é definida como o retângulo o qual tem como largura todas as faixas de longitude (180°E-180°W) e como altura o intervalo de faixa de latitude.

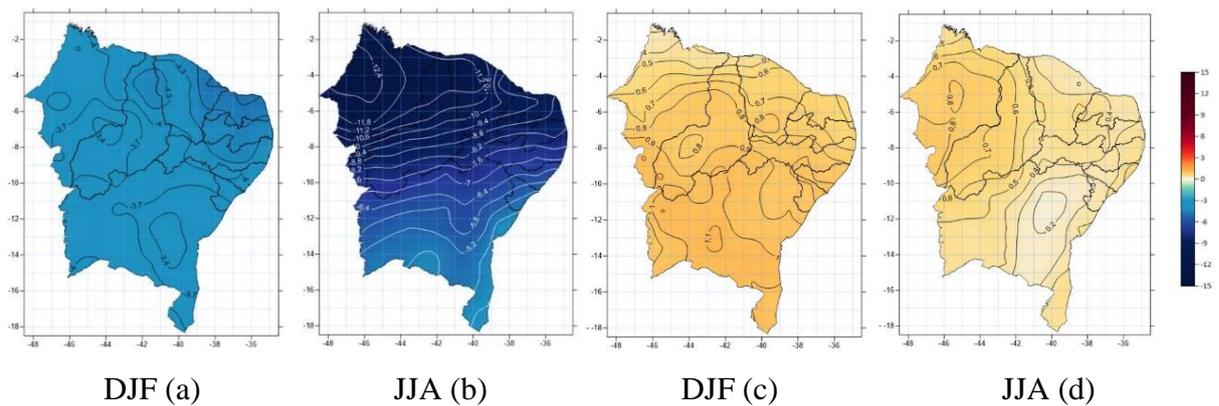
Análises de anomalias foram produzidas para cada campo médio produzido utilizando os meses sob ação de algum dos modos de variabilidade estudados, afim de avaliar o impacto desses modos na CTO. São subtraídos os campos obtidos dos campos mensais climatológicos. Campos trimestrais de anomalias foram gerados a partir de campos mensais e para visualização destes foram geradas figuras da área do HS. Cada campo de anomalia, mensal e trimestral, foi analisado por faixa de latitude, através da geração de médias dos valores de anomalias e confeccionados gráficos de linhas, os quais auxiliaram simplificando a visualização do comportamento das anomalias ao longo do ano.

Consoante às figuras de Lima *et al.* (2020a e 2020b) (Figura 20), para as figuras com representações dos valores de anomalia gerados neste estudo, tons de vermelho serão associados às anomalias de sinal positivo, as quais implicam aumento nos valores médios da CTO. Tons de azul serão relacionados às anomalias de sinal negativo, as quais expressam diminuição das concentrações médias de ozônio. Interpolações serão realizadas para as figuras da área do HS com intuito de aprimorar a visualização dos resultados.

A análise EOF, conhecida na estatística como análise de componentes principais (ACP), é amplamente utilizada em estudos nas áreas de meteorologia e climatologia para identificar padrões espaciais nos campos de dados estudados. Essa técnica reduz o número de variáveis do conjunto de dados, facilitando sua investigação (WILKS, 2006). As EOFs não são baseadas em princípios físicos, seu princípio é dividir um campo de dados em “modos” matematicamente ortogonais (independentes) que podem ser interpretados como padrões atmosféricos ou oceanográficos. O resultado dessa análise geralmente nos fornece dois resultados, autovetores

e autovalores. Os autovetores dão uma percepção espacial do padrão obtido enquanto os autovalores fornecem uma medida da variância percentual explicada por cada modo (NCAR, 2013).

Figura 20 - Anomalia média da CTO sobre o Nordeste Brasileiro durante a atuação de El Niño nos meses de dezembro a fevereiro (DJF) (a) e de junho a agosto (JJA) (b) (Lima et al., 2021a). Mesma análise para La Niña (c) (d).



Fonte: Lima et al., 2021b

Nesse estudo foram geradas EOFs com séries climatológicas e para períodos com ação de modos de variabilidade. O objetivo é identificar os padrões dominantes de variabilidade da CTO para toda série de dados obtidos (climatologia) e para períodos com ação de ENOS e SAM. Para as climatológicas, foram executadas as análises com todos os meses contidos dentro de cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON) da série de dados obtidas para o estudo. Para as com ação dos modos de variabilidade foram executadas as análises com todos os meses contidos dentro de cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON) nos quais havia ação de alguma fase do ENOS ou do SAM. Para identificar quais meses estavam sob ação dessas fases os índices ONI e AAO foram aplicados da mesma maneira que quando para obtenção das anomalias, processo explicado anteriormente.

A maior parte da variância dos dados está representada nos primeiros modos e segundo North et al. (1982) o primeiro e o segundo modo são estatisticamente independentes. Por isso, apenas os dois primeiros modos das EOFs foram utilizados nesse estudo pois o objetivo é avaliar os padrões com maior impacto na CTO do HS, além de que a utilização de três ou mais modos estenderia demasiadamente o estudo, trazendo resultados pouco proveitosos para a proposta aqui apresentada.

Quando os autovalores são positivos (negativos), autovetores positivos representam acréscimo (decrécimo) da CTO e negativos, decréscimo (acrécimo).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Análises climatológicas da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul

#### 4.1.1 Análise de médias trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul

A partir dos dados mensais de CTO, em unidades Dobson, adquiridos para o estudo, abrangendo o período entre 1980 e 2020, foram obtidas médias climatológicas trimestrais para toda área do hemisfério sul. Os resultados estão ilustrados na figura 21 para o trimestre dezembro, janeiro e fevereiro (DJF - quadro A); março, abril e maio (MAM - quadro B); junho, julho e agosto (JJA - quadro C); e setembro, outubro e novembro (SON - quadro D).

Os resultados obtidos concordam com estudos anteriores, como Seinfeld e Pandis (2006) e Fahey e Hegglin (2010). A figura 21a representa os meses de verão no hemisfério Sul, os valores de CTO próximos à região equatorial são os menores registrados entre os quatro trimestres e crescem à medida que nos aproximamos do polo sul. Isso ocorre por que, mesmo as baixas latitudes sendo as maiores produtoras de ozônio, o transporte de massas de ar ricas em O<sub>3</sub> de baixas para médias e altas latitudes pela circulação Brewer-Dobson reduz as concentrações nessa faixa (NASA, 2006).

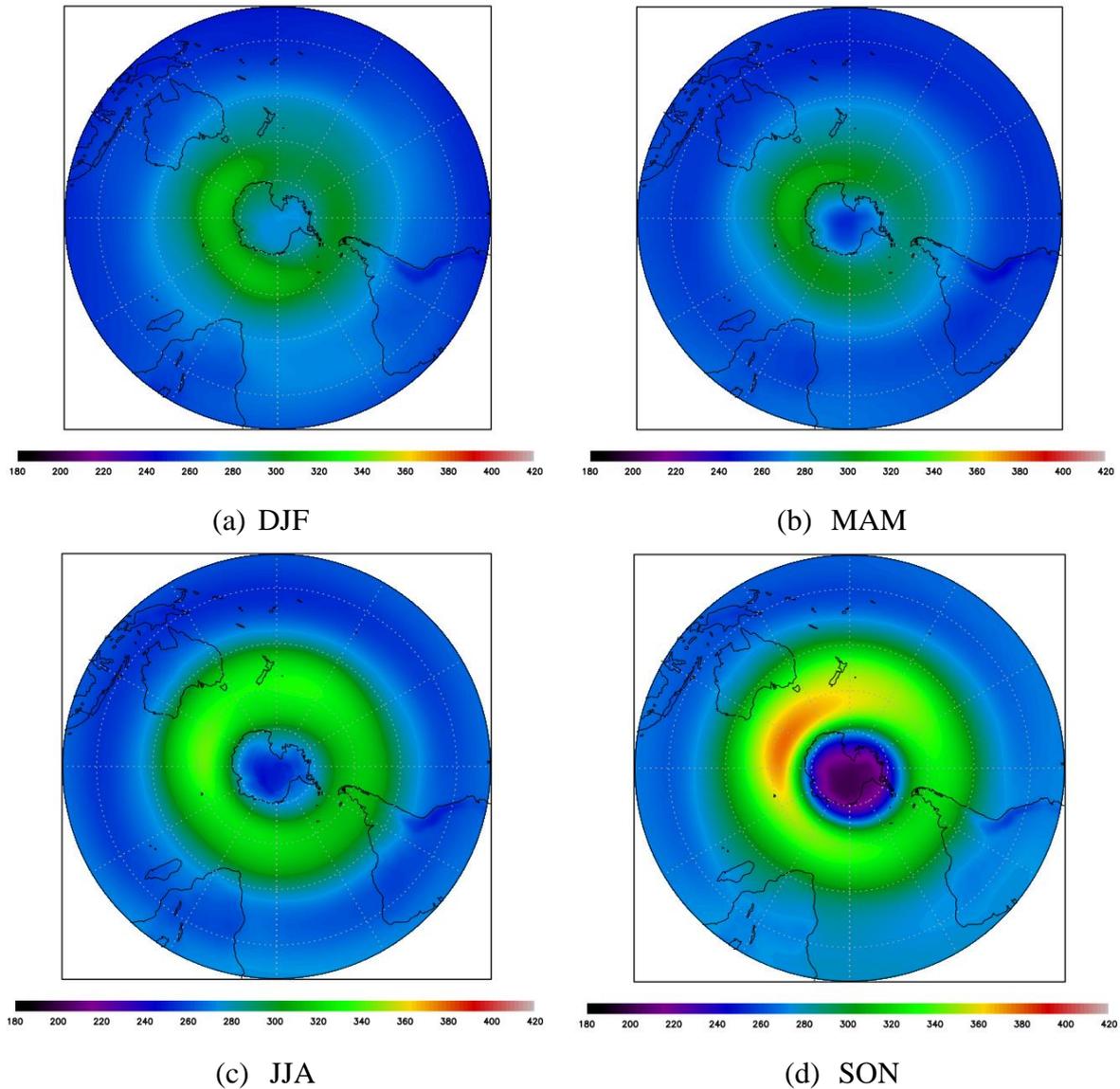
Em todos os trimestres, entre 40°S e 60°S, é possível constatar concentrações de ozônio aumentadas na região próxima ao sul da Austrália, formando um padrão similar ao formato de um “croissant” (HITCHMAN et al., 2008). Essa assimetria na distribuição zonal do ozônio é amplificada no trimestre SON (figura 21d), quando há ação do vórtice polar configurando o buraco da camada de ozônio. O padrão “croissant” situa-se imediatamente ao sul do Jato Subtropical Ocidental Australiano, onde o transporte de ozônio em direção aos polos e para camadas mais baixas da atmosfera por ondas sinóticas é mais intenso (HITCHMAN et al., 2010).

No trimestre DJF (figura 21a), a média de CTO para toda área da faixa de latitude entre 0 e 30°S é 258,9UD, para faixa de 30°S a 60°S, 290,3UD, e entre 60°S e 90°S, 285,0UD.

Em MAM (figura 21b) é apresentado padrão de distribuição de ozônio similar a DJF (figura 21a), porém, para todas as faixas de latitude as concentrações de ozônio diminuem quando comparadas ao trimestre inicial analisado. Os valores médios de CTO por faixa de

latitude em MAM são: 255,7UD, de 0 a 30°S; 283,4UD, de 30°S a 60°S; 274,3UD, de 60°S a 90°S.

Figura 21 - Análise climatológica trimestral da CTO sobre o hemisfério sul representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).



Fonte: Elaborado pelo autor.

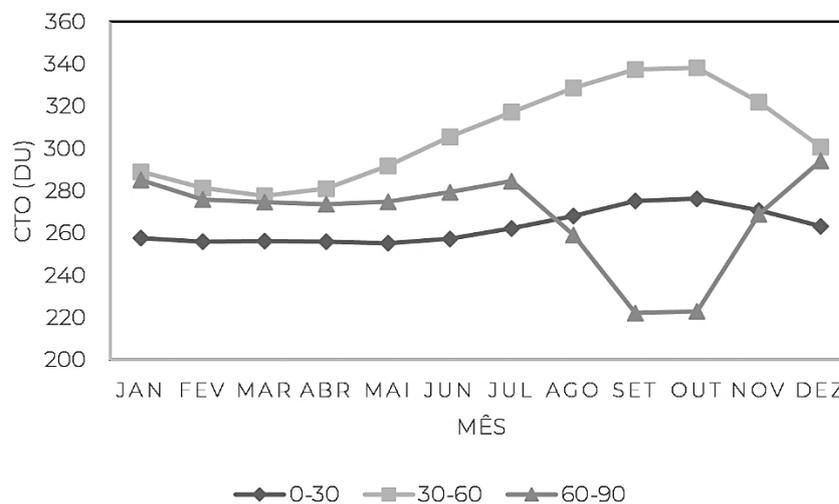
Nos meses de JJA (figura 21c), o bloqueio do transporte de ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes pelo vórtice polar sul provoca acúmulo de  $O_3$  em médias latitudes, ao redor do continente Antártico (SCHOEBERL et al., 1992; DESSLER, 2000). Na faixa de 30°S a 60°S, que contém a região de acúmulo, os valores atingem média de 317,1UD. Comparado a MAM (figura 21b), há também aumento nas concentrações de ozônio em baixas latitudes

devido ao transporte impedido, porém, esse aumento não é tão expressivo quanto ao que ocorre em latitudes médias. A faixa de 0 a 30°S apresenta valor médio de 262,5UD. A faixa de 60°S a 90°S apresenta valor médio de 274,3UD, valor similar ao verificado para MAM.

Durante SON (figura 21d) o buraco da camada de ozônio está estabelecido na atmosfera do polo Sul (SOLOMON et al., 2007). Os valores médios de CTO em seu interior são os menores registrados entre todos os trimestres. A faixa de 60°S a 90°S apresenta valor médio de 238,0UD. Em contraste, o acúmulo de ozônio em médias latitudes atinge os maiores valores médios entre todos os trimestres, a faixa de 30°S a 60°S apresenta valor médio de 332,5UD. Há uma pequena redução dos valores médios da faixa de 0 a 30°S, apresentando 274,0UD.

No fim da primavera o vórtice se desfaz e em seguida o ozônio acumulado em médias latitudes migra para maiores latitudes durante o DJF e MAM, permitindo uma distribuição mais homogênea desse gás (WAKAMATSU et al., 1989; BOWMAN, 1990). A média climatológica para toda área do hemisfério sul, entre todos os trimestres, é de 278,8UD. As médias mensais climatológicas de CTO por faixa de latitude foram obtidas e os resultados estão expostos no gráfico de linhas da figura 22.

Figura 22 - Média climatológica mensal da CTO para os intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Analisando os dados da figura 22 percebemos que nos primeiros meses do ano, entre janeiro e abril, os valores da CTO não sofrem grandes mudanças nas três faixas de latitude. Para a faixa de 0 a 30°S os valores médios variam entre 255,9UD (fevereiro) e 257,6UD (janeiro), um intervalo de 1,7UD. Para a faixa de 30°S a 60°S, variação entre 277,5UD (março), que também é o menor valor entre todos os meses, e 288,9UD (janeiro), um intervalo de 11,4UD.

Peres et al. (2017), utilizando um espectrometro Brewer na latitude 29,26°S e longitude 53,48°O, mostrou que os menores valores da CTO são registrados em abril (260UD) e os maiores em setembro (295UD). Para a faixa de 60°S a 90°S, variação entre 273,6UD (abril) e 285,1UD (janeiro), intervalo de 11,5UD.

Como esperado, podemos observar que, apesar das baixas latitudes produzirem mais ozônio que outras regiões do globo, como resultado do transporte de massas de ar ricas em O<sub>3</sub> de baixas para médias e altas latitudes pela circulação Brewer-Dobson, essa região apresenta os menores valores médios de CTO durante todo ano, exceto nos meses de agosto a novembro quando o buraco da camada de ozônio torna os valores da faixa de 60°S a 90°S ainda menores (NASA, 2006).

A partir de março é notável um aumento nos valores médios para a faixa de 30°S a 60°S, que também é aquela que sofre a maior variação, indo de 291,8UD, em maio, para 338,1UD, em outubro, seu valor médio mensal máximo entre todos os meses. A faixa de 0 a 30°S também observa esse aumento, no entanto, a partir de maio, indo de 255,8UD, nesse mesmo mês, para seu valor máximo, em outubro (276,2UD).

Essa crescente nos valores médios da faixa de 60°S a 90°S também é observado a partir de abril (273,7UD), entretanto, essa tendência é interrompida bruscamente em agosto, quando os valores começam a diminuir até atingir o menor valor mensal, 222,2UD, em setembro. Uma consequência do buraco na camada de ozônio (DESLER, 2000).

De agosto a novembro os valores médios da CTO para a faixa de 60°S a 90°S são os menores entre todas as faixas. É também nestes mesmos meses que as faixas de latitude de 0 a 30°S e de 30°S a 60°S atingem seus valores máximos, consequência do bloqueio no transporte de ozônio gerado pelo vórtice polar sul impedindo a distribuição de ozônio para altas latitudes (BOWMAN, 1993; NASH et al., 1996).

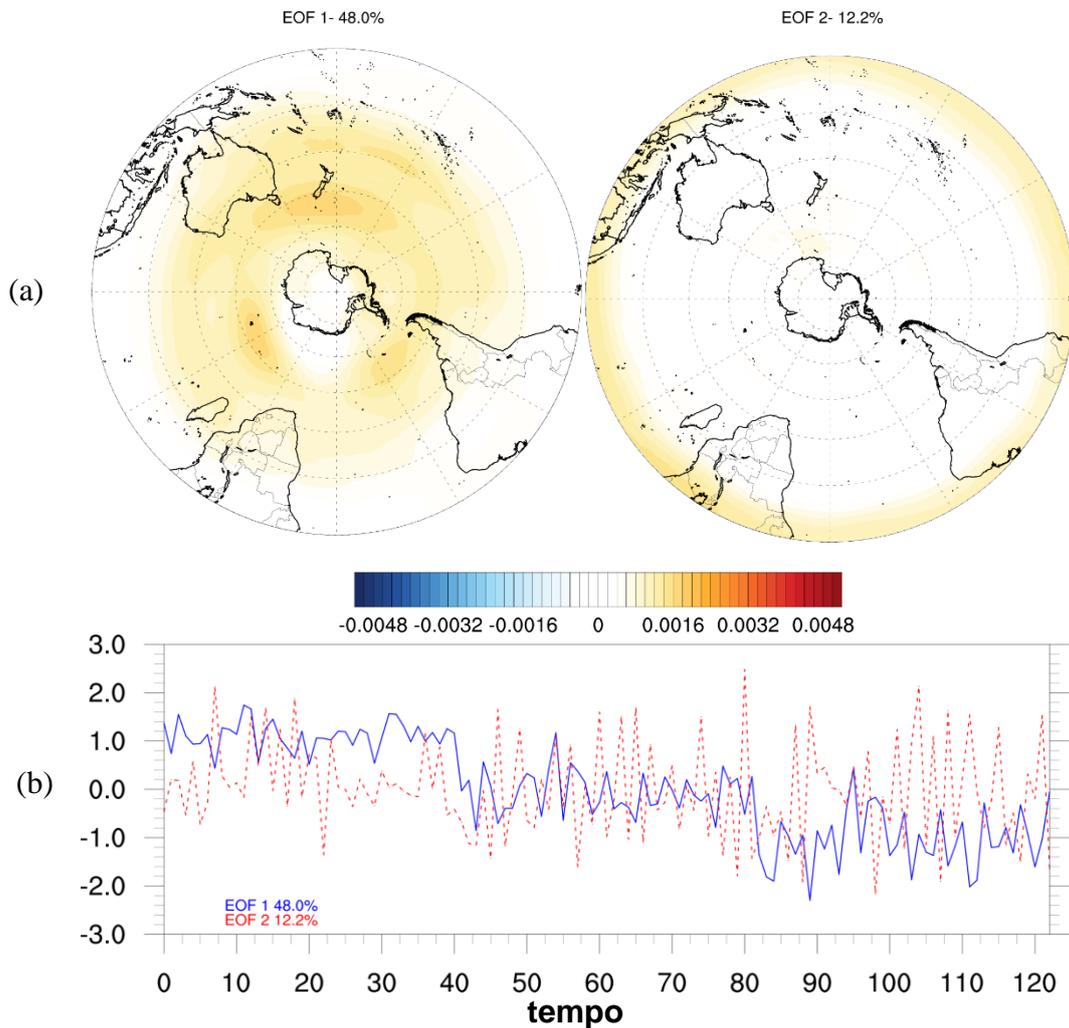
#### 4.1.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da CTO sobre o hemisfério Sul

Nessa etapa foram calculadas as EOFs utilizando todos os meses de 1980 a 2020. A análise foi aplicada aos conjuntos de meses pertencentes a cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON), totalizando 123 meses em cada conjunto. Por exemplo, em DJF temos 41 dezembros, janeiro e fevereiro. São analisados nesse estudo apenas os dois primeiros modos da EOF.

A análise para DJF está exposta na figura 23. O resultado dos autovetores da EOF1 (figura 23, painel superior, esquerda), que representa 48,0% da variância, mostra um acréscimo dos valores de CTO nos arredores do continente Antártico, principalmente em médias latitudes,

no trimestre DJF. O EOF2 (figura 23, painel superior, direita), com 12,2% da variância, mostra acréscimo de CTO sob a faixa equatorial. Os resultados de acréscimo de ambos EOFs podem estar ligados ao aumento do total de radiação ultravioleta que incide sobre esse hemisfério, pois esses são os meses de verão no hemisfério sul, aumentando a produção de ozônio (ANGELL; KORSHOVER, 1964; CICERONE, 1987).

Figura 23 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF de 1980 a 2020. Autovetores exibidos no painel (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em EOF1, os padrões na região de médias e altas latitudes podem ser também resultado da variação das concentrações de ozônio pelo SAM, o primeiro modo atuando na atmosfera extratropical (THOMPSON et al., 2011; FOGT; MARSHALL, 2020). Quando o SAM está em fase positiva (negativa) há decréscimo (acrécimo) na CTO dos extratrópicos (THOMPSON;

WALLACE, 2000), portanto deduz-se que autovalores positivos (negativos) em EOF1 indicariam fase negativa (positiva) do SAM.

Nos autovalores é perceptível uma diminuição gradual dos valores de EOF1. Não é possível constatar uma tendência sem um estudo voltado a esse objetivo, podemos apenas deduzir possíveis explicações para essa mudança nos padrões atmosféricos, a qual aparentemente está ligada às alterações climáticas ocorridas dentro do período estudado (GARCIA; RANDEL, 2008).

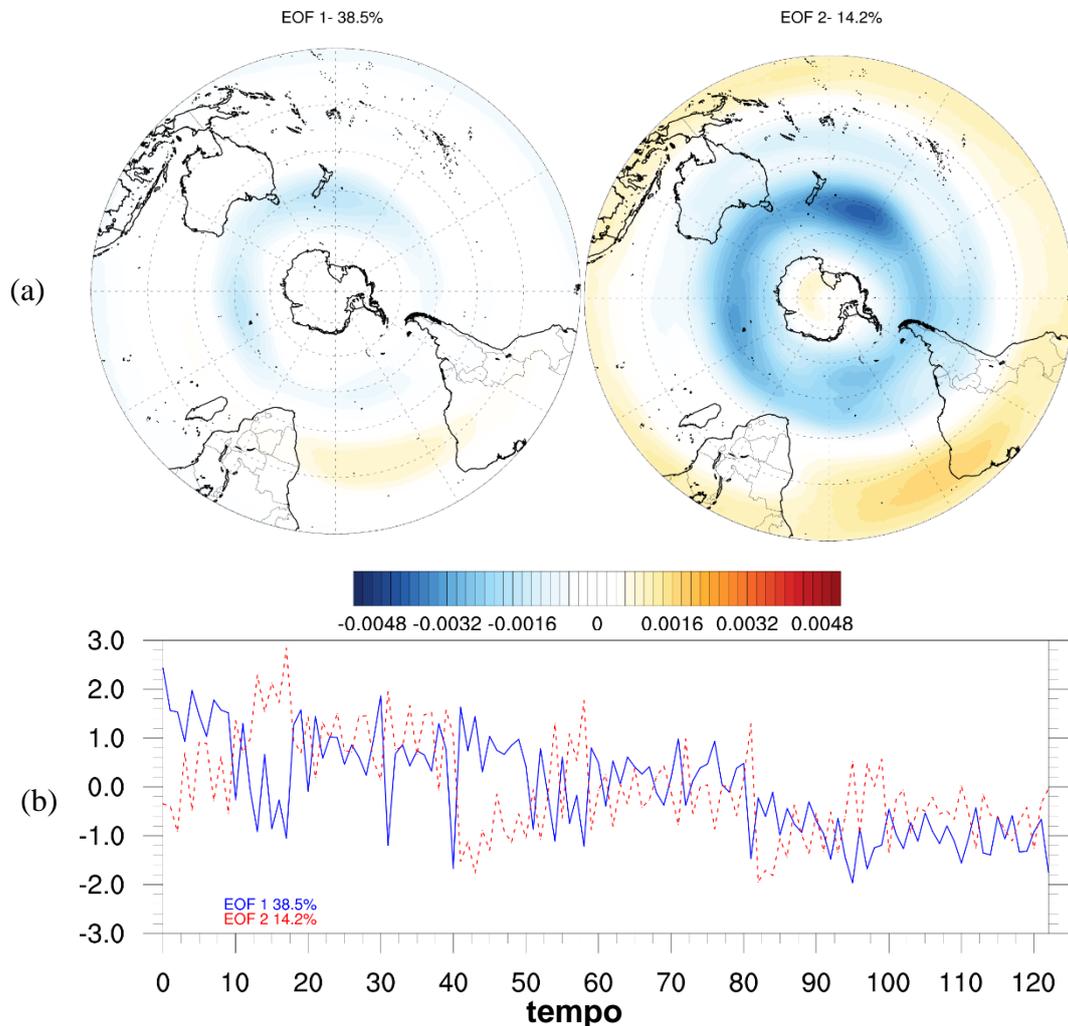
Os autovetores de EOF2 apresentam valores acentuados na região equatorial, essa variabilidade deve estar ligada a CBD que tem sua região de maiores movimentos verticais mais deslocada para sul nesse trimestre (SEVIOUR et al., 2012). Os autovalores mostram variabilidade interanual que pode estar ligada a influência de modos de variabilidade, como o ENOS (CALVO et al., 2010; DOMEISEN et al., 2019), na intensidade da CBD.

A análise de EOF1 e EOF2 para MAM está exposta na figura 24. Os autovetores de ambos EOFs (figura 24, painel superior) apresentam padrões similares: valores negativos sobre médias latitudes e positivos em menores latitudes. A diferença entre ambos é que EOF1 não possui efeitos em baixas latitudes, tendo sua maior variância contida as altas latitudes. EOF2 (figura 24, painel superior, direita) exhibe valores positivos bem evidentes na figura ao longo de toda faixa equatorial e sobre o continente antártico, não visíveis no gráfico da EOF1 (figura 24, painel superior, esquerda).

A lógica discussão para a relação acréscimo/decrécimo de ozônio é a mesma aplicada na análise de DJF. Os valores negativos em médias latitudes para ambas EOFs podem estar ligados a diminuição nas concentrações da CTO sobre essa faixa durante esse trimestre, resultado do fim do vórtice polar sul que permite o transporte de ozônio dessa faixa para maiores latitudes (NORTH et al., 2015). Em EOF2, valores positivos ao longo da faixa equatorial podem estar ligados da variabilidade provocada pela ação da CBD (WMO, 2014). Uma possível explicação do comportamento dos autovalores de ambas EOFs ao longo do período estudado é que o transporte meridional de ozônio e o comportamento do vórtice polar sul sofreram alterações nesse período devido as mudanças climáticas (SCREEN et al., 2018; FU et al., 2019).

O EOF1 de JJA (figura 25, painel superior esquerdo) explica 51,3% da variação da CTO. Em altas latitudes há aumento dos valores, em médias latitudes, diminuição. A configuração apresentada é bastante semelhante a observada para o SAM. Ainda corroborando com a hipótese, os valores dos autovalores mostram um comportamento similar ao observado em DJF indicando um aumento na frequência da fase positiva, o que ocorreu dentro do período de estudo (THOMPSON et al., 2011).

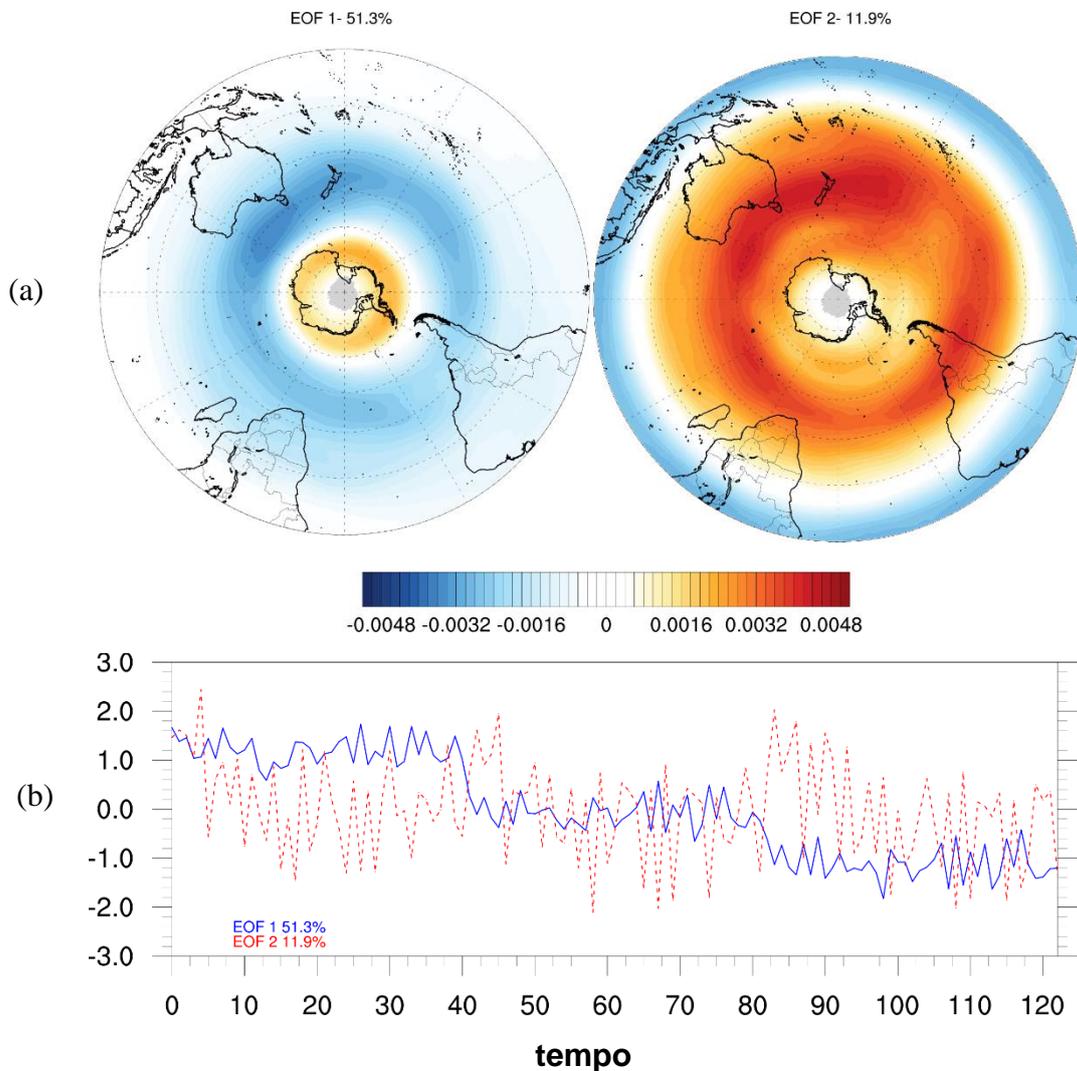
Figura 24 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

EOF2 (figura 25, painel superior, direita), representando 11,9% da variância, mostra, aparentemente, o padrão de distribuição de ozônio provocado pelo transporte meridional esperado para esse período do ano. A CBD transporta ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes, no entanto, com o início da formação do vórtice polar sul, o gás fica acumulado em médias latitudes (DOBSON, 1968; ANDRÉ, 2003). Por isso, temos valores negativos nas regiões mais próximas ao equador e valores positivos em médias latitudes. Os autovalores mostram variações interanuais esperadas, esse transporte sofre influência de diversos modos de variabilidade, como o ENOS (CAGNAZZO et al., 2009). Sobre a mudança de valores nos autovalores valem as mesmas observações obtidas para a análise da EOF1 da Figura 23.

Figura 25 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



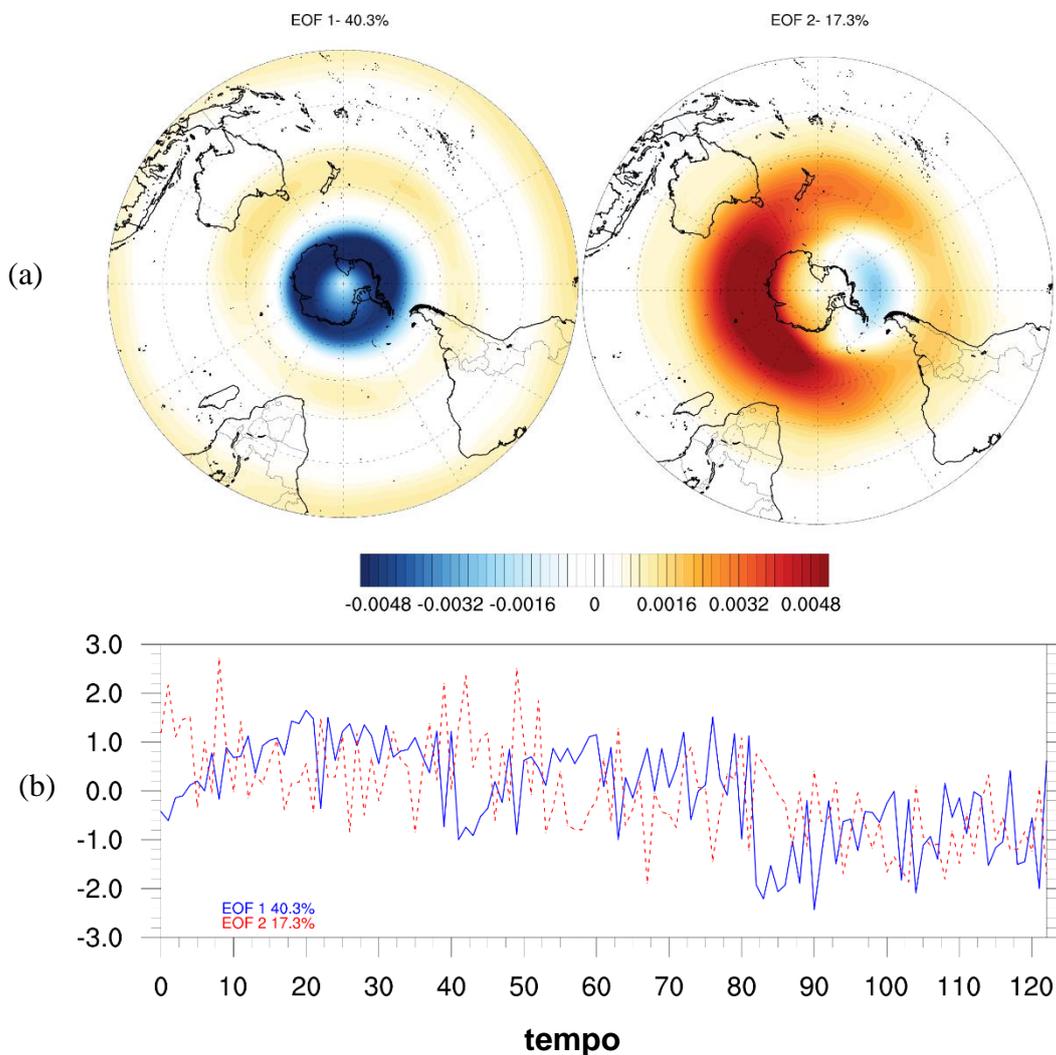
Fonte: Elaborado pelo autor.

Para SON (figura 26) o EOF1 representa 40,3% da variância da CTO. Os autovetores (figura 26, painel superior, esquerda) mostram valores negativos bastante significativos em altas latitudes.

É nessa região onde ocorre o vórtice polar sul, que nesse trimestre está bastante intenso e, como consequência, também ocorre o máximo do buraco da camada de ozônio, resultado da depleção de ozônio por CFCs aprisionados dentro do vórtice (SOLOMON et al., 2016). Nas latitudes restantes há aumento das concentrações da CTO, resultado do acúmulo devido ao impedimento do transporte de ozônio para maiores latitudes pelo próprio vórtice polar

(DESLER, 2000). Os autovalores (figura 26, painel inferior) mostram que os valores são predominantemente positivos na primeira metade dos meses analisados. Isso concorda com estudos prévios que indicam aumento nos valores da CTO dentro do buraco da camada de ozônio nas duas últimas décadas, consequência de medidas contra a emissão de CFCs na atmosfera (MOHR, 2021). São validas as mesmas observações deixadas para a EOF1 da Figura 23.

Figura 26 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON de 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O EOF2 representa 17,3% da variação da CTO. Os autovetores (figura 26, painel superior direito) mostram acréscimo da CTO na região do “croissant”, localizado em médias

e altas latitudes. Há decréscimo sobre uma pequena região de oceano entre o continente antártico e o sul americano. Cordero et al. (2022) observa que como consequência dessa redução há uma persistência na irradiância de energia ultravioleta persistente sobre a península Antártica apesar do início da recuperação do ozônio nas últimas décadas. Estudos climatológicos mostram que nessas latitudes há acúmulo de ozônio transportado pela CBD, impedido de adentrar maiores latitudes pelo vórtice polar sul, com maiores concentrações na região do “croissant”. Esse padrão de “croissant” surge, pois, há um transporte de ozônio em direção aos polos e para camadas mais baixas da atmosfera por ondas sinóticas (LI et al., 2021). Os autovalores apresentam variações interanuais, mas há diminuição nesses números nos últimos anos do período de estudo. Isso pode indicar uma diminuição no transporte meridional, principalmente naquele que dá origem ao “croissant” de ozônio, alterações que podem estar ligadas a mudanças atmosféricas de origens antropogênicas que modificam padrões de circulação globais (LI et al., 2021).

## **4.2 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade El Niño**

### 4.2.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias

Os valores médios de CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade ENOS em fase El Niño estão representados na figura 27. As figuras foram obtidas realizando médias apenas para os meses em que há ocorrência da fase quente do modo, de acordo com o índice ONI.

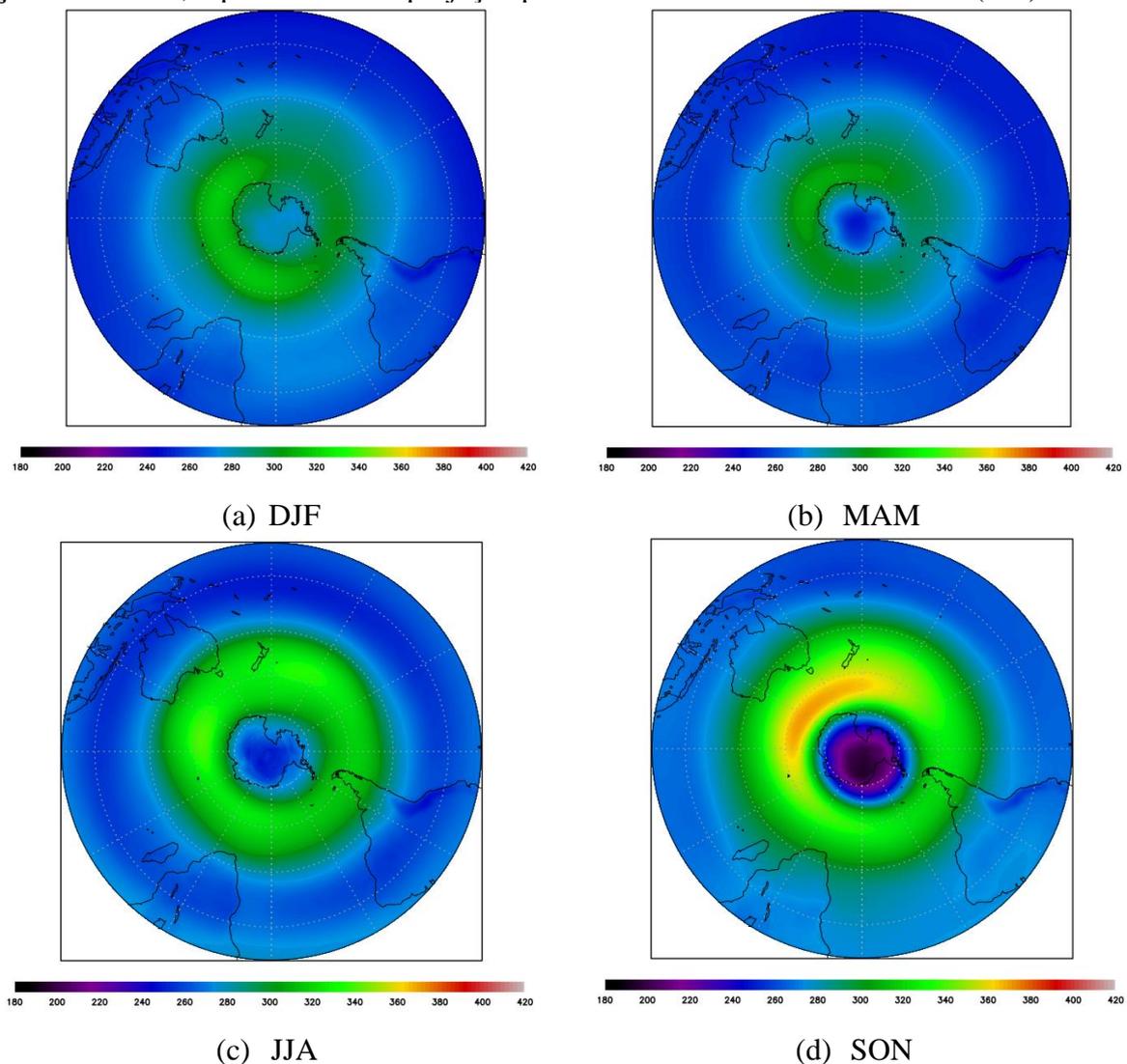
Para os quatro trimestres, os padrões de distribuição do ozônio são similares a aqueles encontrados nas médias climatológicas, porém, com valores ligeiramente diferentes. Na faixa de 0 a 30°S os valores médios mensais variam entre 254,0UD (maio), valor mínimo, e 275,4UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (257,9UD); MAM (254,8UD); JJA (261,2UD) e SON (273,1UD). A média entre os quatro trimestres é 261,7UD.

Para a faixa de 30°S a 60°S os valores médios mensais variam entre 279,0UD (março), valor mínimo, e 337,8UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (291,8UD); MAM (285,2UD); JJA (315,7UD); e SON (331,6UD). A média entre os quatro trimestres é 306,0UD.

No intervalo de 60°S a 90°S os valores médios mensais variam entre 219,9UD (outubro), valor mínimo, e 298,2UD (dezembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (287,1UD); MAM (273,6UD); JJA (276,3UD) e SON (237,0UD). A média entre os quatro trimestres é 268,5UD. A média para toda área do hemisfério sul, entre todos os trimestres, é de 278,8UD.

O “croissant” de ozônio, bem evidente nos trimestres JJA (figura 27c) e SON (figura 27d), apresenta forma mais alongada ao redor do continente Antártico. Hitchman et al. (2008) explica que isso ocorre pois durante eventos El Niño o vórtice polar é enfraquecido e mais centrado sobre a região polar, isso faz com que o ozônio de latitudes médias seja distribuído como um anel ao redor do continente Antártico.

Figura 27 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação de El Niño, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).

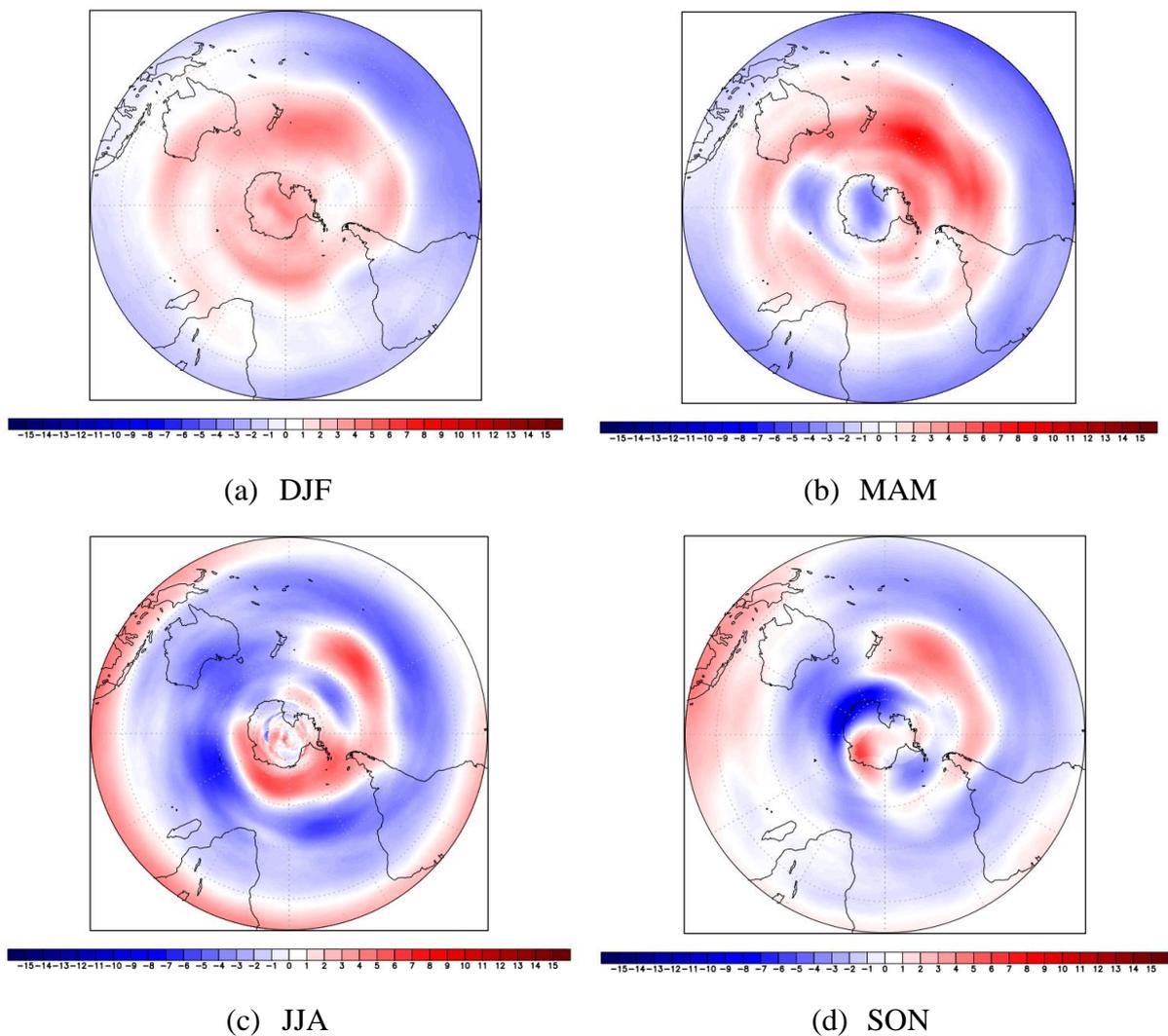


Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise de anomalias na figura 28 permite um detalhamento mais aprofundado no estudo das alterações provocadas pela ação da fase quente do modo de variabilidade ENOS.

Em DJF (figura 28a) e MAM (figura 28b) são observadas anomalias negativas em baixas latitudes e positivas em medias e altas latitudes. MAM se diferencia de DJF por apresentar anomalias negativas também sobre a região Antártica e sobre a região do “croissant”. Essas configurações podem ser resultado das mudanças na circulação atmosférica provocadas pelos El Niños. Esse modo acelera a CBD aumentando o transporte de ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes (WAUGH; HALL, 2002; BUTCHART, 2014).

Figura 28 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação de El Niño, representada em projeção polar.



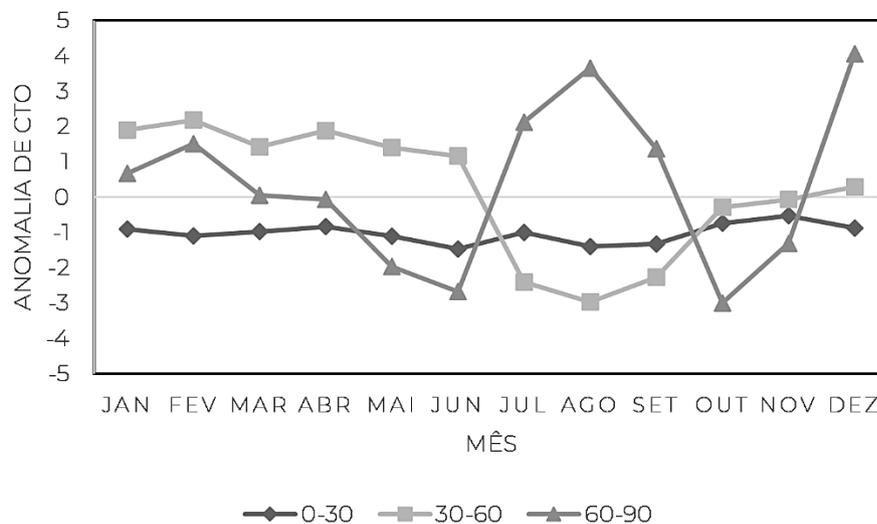
Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante JJA (figura 28c) e SON (figura 28d) o cenário muda, anomalias positivas predominam a região próxima à linha do equador, entre 0 e 10°S. Em latitudes maiores que 10°S há anomalias negativas e anomalias positivas voltam a surgir apenas em latitudes polares e médias, no lado oposto ao “croissant”.

Pelo vórtice ser mais fraco e contido sobre a região polar, durante El Niño as grandes concentrações de ozônio climatologicamente contidas no “croissant” de ozônio se distribuem ao redor do vórtice como um anel (HITCHMAN et al., 2008). Em JJA (figura 28c) e SON (figura 28d) isso explicaria as anomalias negativas na região onde o “croissant” é mais concentrado, e as anomalias positivas nas longitudes onde o “croissant” tem os menores valores. Também durante El Niños há menos NEPs dentro do vórtice polar sul e temperaturas mais quentes acima de 16km (HU et al., 2017), isso explica as anomalias positivas sobre o continente Antártico pois, com a redução dessas nuvens, menos moléculas de O<sub>3</sub> podem ser desfeitas.

A figura 29 exibe a variação média mensal das anomalias de CTO por faixas de latitude.

Figura 29 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação de El Niño nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na faixa de 0 a 30°S há anomalias médias negativas para todos os meses do ano, uma possível consequência do transporte de ozônio pela CBD (WMO, 2014). Os valores variam entre -1,5 (junho) e -0,5 (novembro). Os valores médios para os trimestres são: DJF (-1,0); MAM (-1,0); JJA (-1,3) e SON (-0,9). A média entre todos os meses é -1,0.

Entre 30°S e 60°S as anomalias médias são positivas de dezembro a junho, atingindo valor positivo máximo em fevereiro (+2,2). Os valores tornam-se negativos nos meses restantes, com valor mínimo em agosto (-3,0). Os valores médios para os trimestres são: DJF (+1,4);

MAM (1,6); JJA (-1,4) e SON (-0,9). A média entre todos os meses é +0,2, um valor pequeno pois os valores médios mensais positivos e negativos se contrabalançam.

Na faixa de 60°S a 90°S os valores médios são positivos de dezembro a março e de julho a setembro. O valor máximo ocorre em dezembro (+4,0) e o valor mínimo em outubro (-3,0). Os valores médios para os trimestres são: DJF (+2,1); MAM (-0,7); JJA (+1,0) e SON (-1,0). A média para todos os meses é +0,4. Assim como para a faixa de 30°S e 60°S, o resultado é um valor pequeno pois os valores médios mensais positivos e negativos se contrabalançam.

Analisando a figura 29 nota-se que quando os valores médios mensais na faixa de 30°S a 60°S começam a diminuir, os valores da faixa de 60°S a 90°S começam a aumentar. É nesse período quando há o surgimento do vórtice polar sul enfraquecido e reduzido em tamanho pela ocorrência da fase quente do El Niño, permitindo que parte do ozônio, que ficaria contido em médias latitudes por conta do bloqueio, migre para altas latitudes. Além disso a depleção de ozônio é reduzida pela menor quantidade de NEPs e maiores temperaturas dentro do vórtice (HU et al., 2017).

#### 4.2.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade El Niño

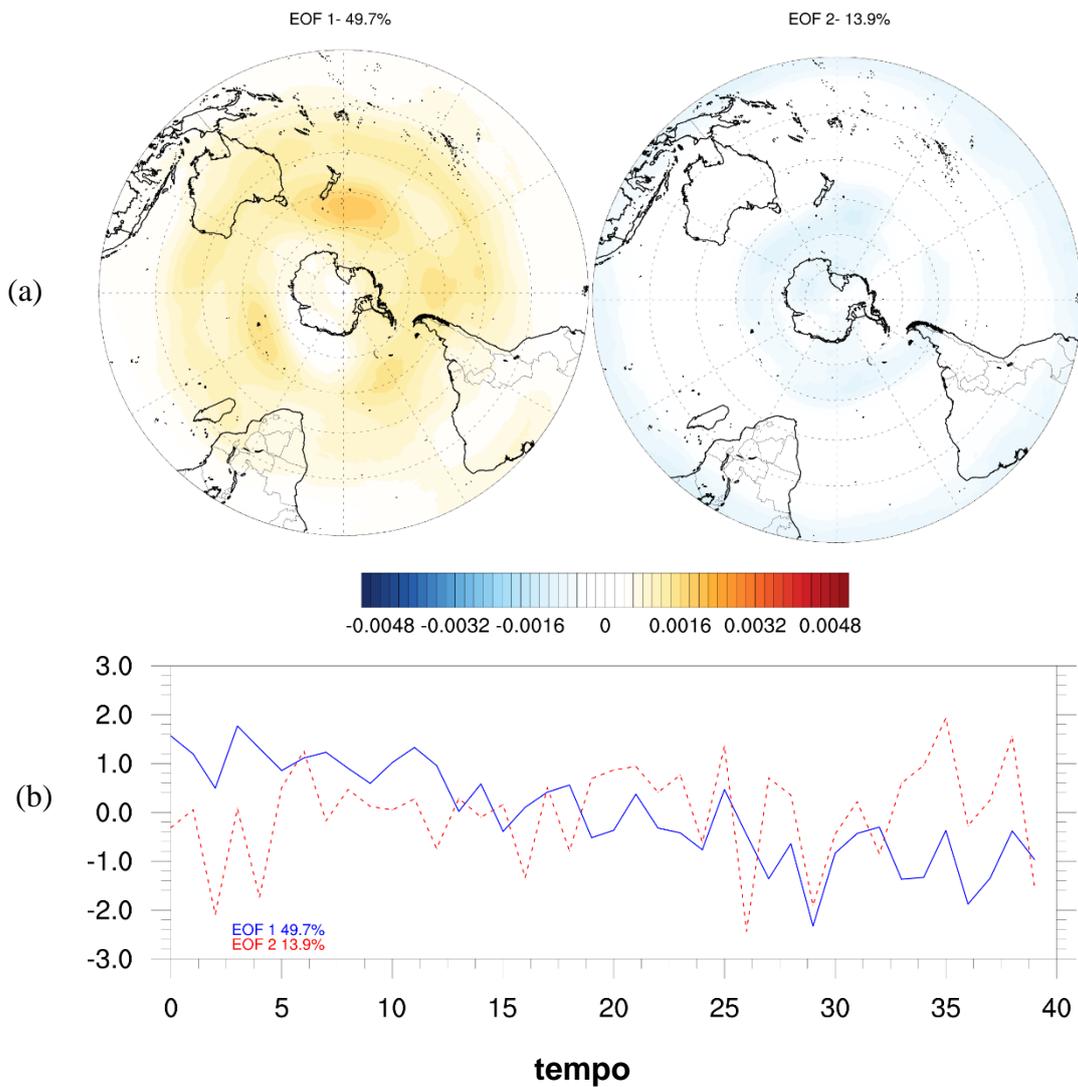
Para essa sessão, quando os autovetores são positivos (negativos) e os autovalores também são positivos, há aumento (diminuição) nos valores da CTO. O oposto é válido. A análise foi aplicada aos conjuntos de meses pertencentes a cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON), e que estão dentro do período de 41 anos (1980 a 2020) que abrange o estudo, em que havia ação de El Niño. São analisados nesse estudo apenas os dois primeiros modos.

A análise para DJF está exposta na figura 30. O padrão observado em EOF1 (figura 30, painel superior, esquerda), que explica 49,7% da variância, apresenta padrão similar ao observado na EOF1 climatológica (figura 23), porém, com valores positivos ligeiramente maiores. No entanto, o EOF2 (figura 30, painel superior, esquerda), representando 13,9% da variância, possui padrão de autovetores muito diferentes da EOF2 climatológica. Valores negativos se distribuem próximos a linha equatorial e em médias latitudes.

Podemos entender que o primeiro modo tem a mesma origem que a encontrada para a análise climatológica (figura 23, painel superior), porém, os efeitos são intensificados quando há ação da fase quente do ENOS. O segundo modo, por possuir uma configuração bem diferente, possui uma origem diferente do EOF2 climatológico que deve estar ligada às alterações atmosféricas promovidas pelo El Niño. O comportamento dos autovalores em EOF1

mostram variações entre positivos e negativos porem ao longo da série diminui seus valores gradualmente até se tornar predominantemente negativos.

Figura 30 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



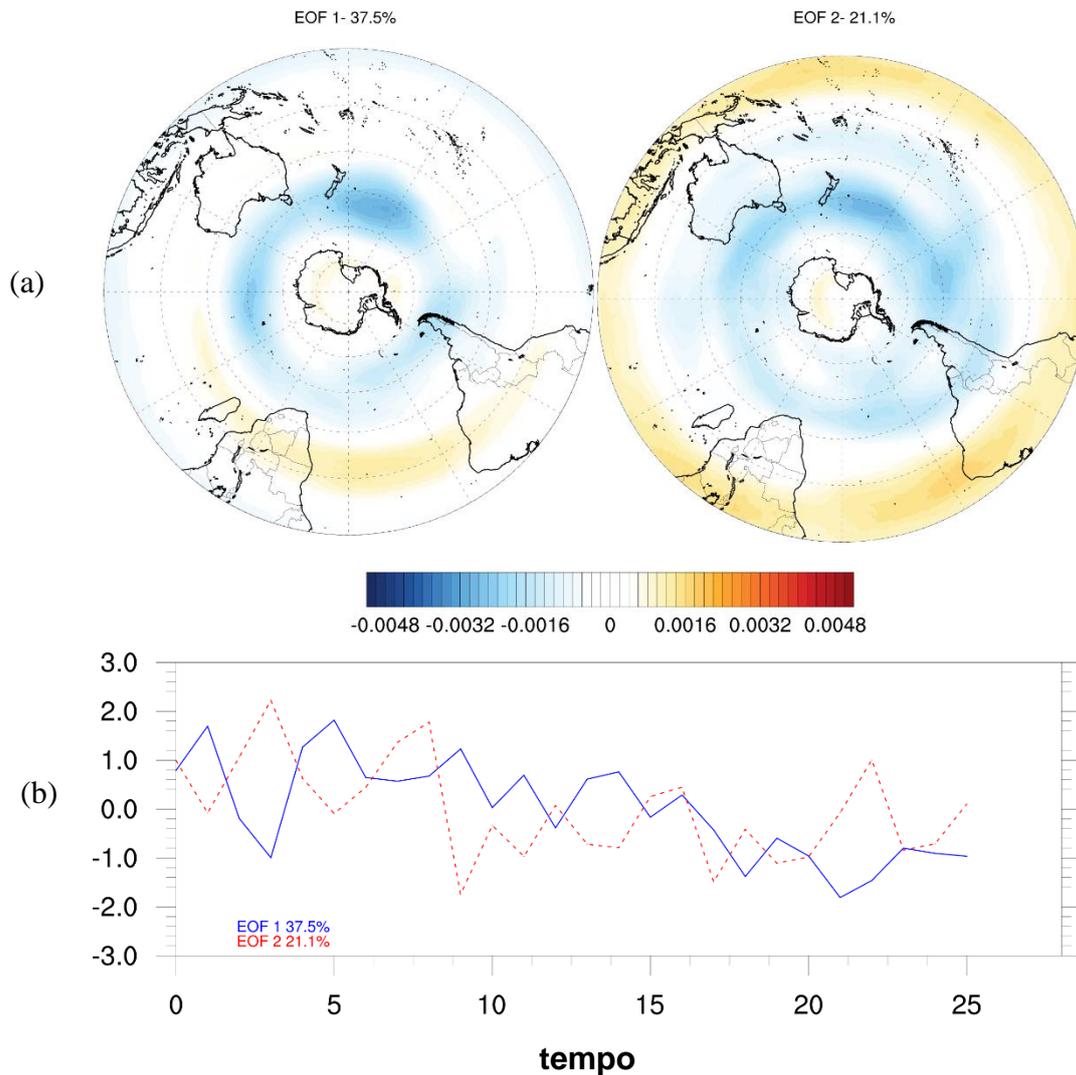
Fonte: Elaborado pelo autor.

Foi proposto na análise da EOF1 da figura 23 que esse padrão pode ser característico do SAM, sendo assim os autovalores se comportam consoante o esperado, indicando aumento na frequência da fase positiva do SAM dentro do período estudado, como indicam os estudos (FOGT; MARSHALL, 2020). Os autovalores de EOF2, com origem associada ao ENOS, apresenta variação entre positivos e negativos ao longo dos anos, indicando que o padrão de autovetores negativos observada em EOF nem sempre ocorre quando o El Niño atua, pois, a

atmosfera também sofre interferência de outras variáveis as quais podem causar essa desconfiguração.

No trimestre MAM (figura 31) os padrões apresentados em ambas EOFs são semelhantes a aqueles obtidos na análise climatológica (figura 24), porem os valores apresentam algumas discrepâncias.

Figura 31 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



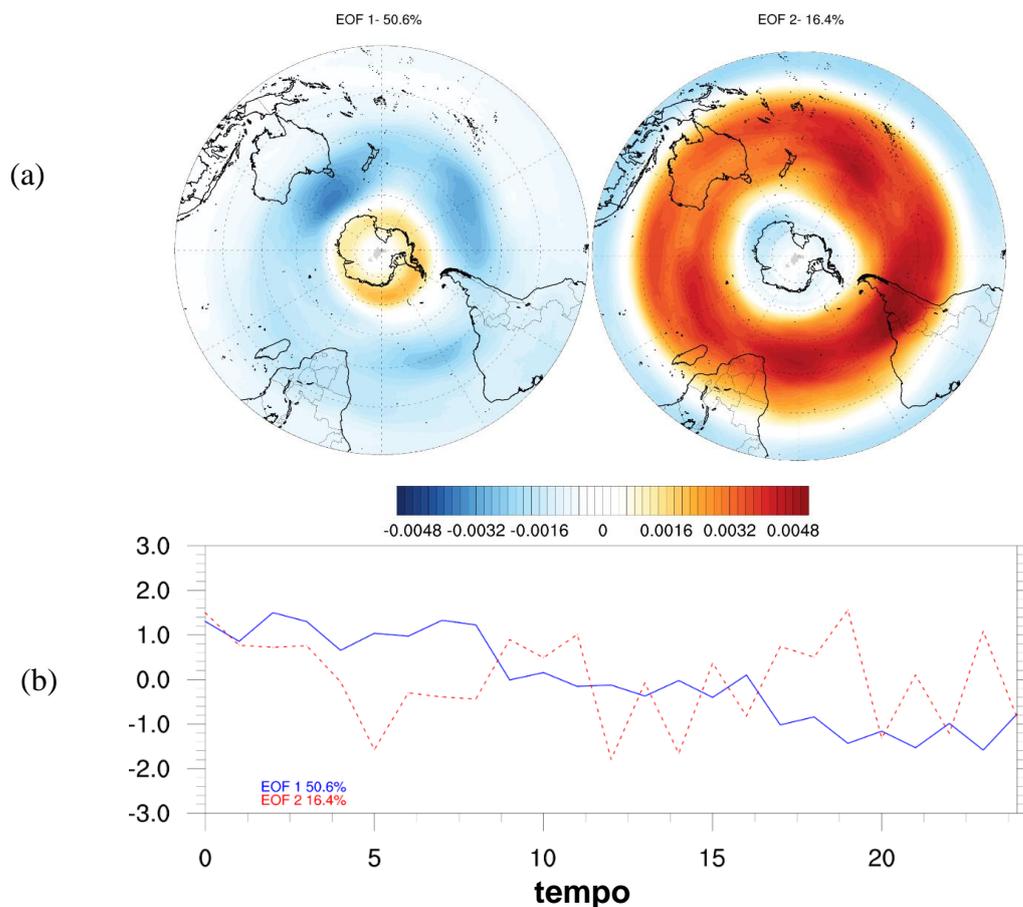
Fonte: Elaborado pelo autor.

Nos autovetores de EOF1 (figura 31, painel superior, esquerda) (37,5% da variância) os valores positivos sobre o Atlântico Sul e os valores negativos em médias latitudes são aumentados. No EOF2 (figura 31, painel superior, direita), os valores positivos próximos a faixa

equatorial se intensificam enquanto os valores negativos em médias latitudes enfraquecem. É possível concluir que os dois primeiros modos permanecem com as mesmas origens encontradas para as EOFs climatológicas (figura 24), porém, o efeito da ação desses modos na CTO é intensificado pelo El Niño. O primeiro modo, padrão do SAM, apresenta acentuação em suas configurações, ou seja, o El Niño pode intensificar a atuação desse modo de variabilidade. Dätwyler et al. (2020) mostra que há uma correlação negativa entre os índices de ENOS e do SAM. No segundo modo, padrão de transporte da CBD, podemos supor um aumento no transporte vertical ascendente acentuado na faixa tropical durante a ação de El Niño (DIALLO et al., 2019). Para os autovalores de EOF1 e EOF2 valem as mesmas observações obtidas para a análise da EOF1 da Figura 23.

Os padrões dos autovetores para JJA (figura 32, painel superior) são similares aos obtidos para a análise da climatologia (figura 25) com algumas diferenças nos valores.

Figura 32 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



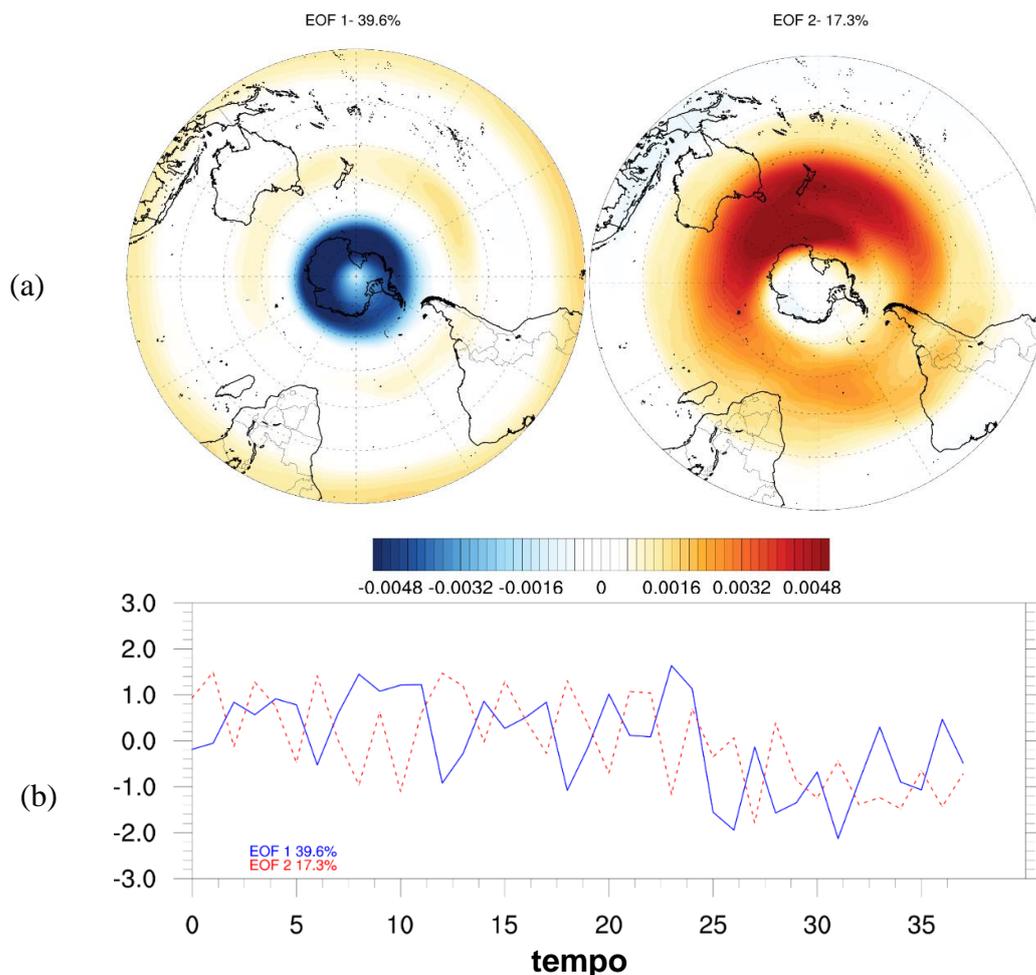
Fonte: Elaborado pelo autor.

Valores negativos em médias latitudes e positivos nas altas latitudes são desintensificados em EOF1 (figura 32, painel superior, esquerda) (50,6% da variância). Esse padrão foi anteriormente associado ao modo de variabilidade SAM (ver análise da figura 25), portanto, deduzimos que o El Niño arrefece os efeitos do SAM sobre a CTO.

Na EOF2 (figura 32, painel superior, direita) (16,4% da variância) os valores negativos próximos a faixa equatorial diminuem enquanto os valores positivos em médias latitudes aumentam. Esse padrão está de acordo com o observado em alguns estudos (WAUGH; HALL, 2002; BUTCHART, 2014), onde é observado que a aceleração da CBD durante eventos El Niño transporta mais ozônio de baixas para maiores latitudes. Há também alterações nas altas latitudes, valores positivos se afastam do continente Antártico e são substituídos por valores negativos, indicando influência do modo para diminuição dos valores da CTO nessa região.

A análise de EOF1 e EOF2 para SON está exposta na figura 33.

Figura 33 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação de El Niño entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os autovetores de EOF1 (figura 33, painel superior, esquerda) (39,6% da variância) são muito similares aos obtidos para a análise climatológica (figura 26), diferenciando-se apenas por uma pequena diminuição dos valores positivos encontrados sobre as médias e baixas latitudes. Durante El Niño o vórtice polar é mais fraco (LIM et al., 2018), assim o bloqueio que impede o ozônio de baixas latitudes adentrar para maiores latitudes é menos resistente, permitindo que essas massas de ar apresentem deslocamento, menos que muito reduzido. Isso diminuiria as concentrações de O<sub>3</sub> em baixas e médias latitudes.

É em EOF2 (figura 33, painel superior, direita) (17,3% da variância) que há a mudança mais expressiva, os máximos valores positivos em médias latitudes se deslocam mais para oeste. Os valores negativos encontrados sobre o oceano entre o continente Antártico e o sul Americano na análise climatológica não estão mais presentes. Como afirmado por Hitchman et al. (2008), durante o El Niño o ozônio da região do “croissant” se distribui melhor zonalmente pois o vórtice polar é mais fraco e mais contido em maiores latitudes, o que explica os valores positivos mais acentuados e distribuídos nos autovetores de EOF2 e a ausência da pequena região de valores negativos quando comparado ao observado na análise climatológica (figura 26). Para os autovalores de EOF1 e EOF2 valem as mesmas observações obtidas para a análise da EOF1 da Figura 23.

### **4.3 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña**

#### **4.3.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias**

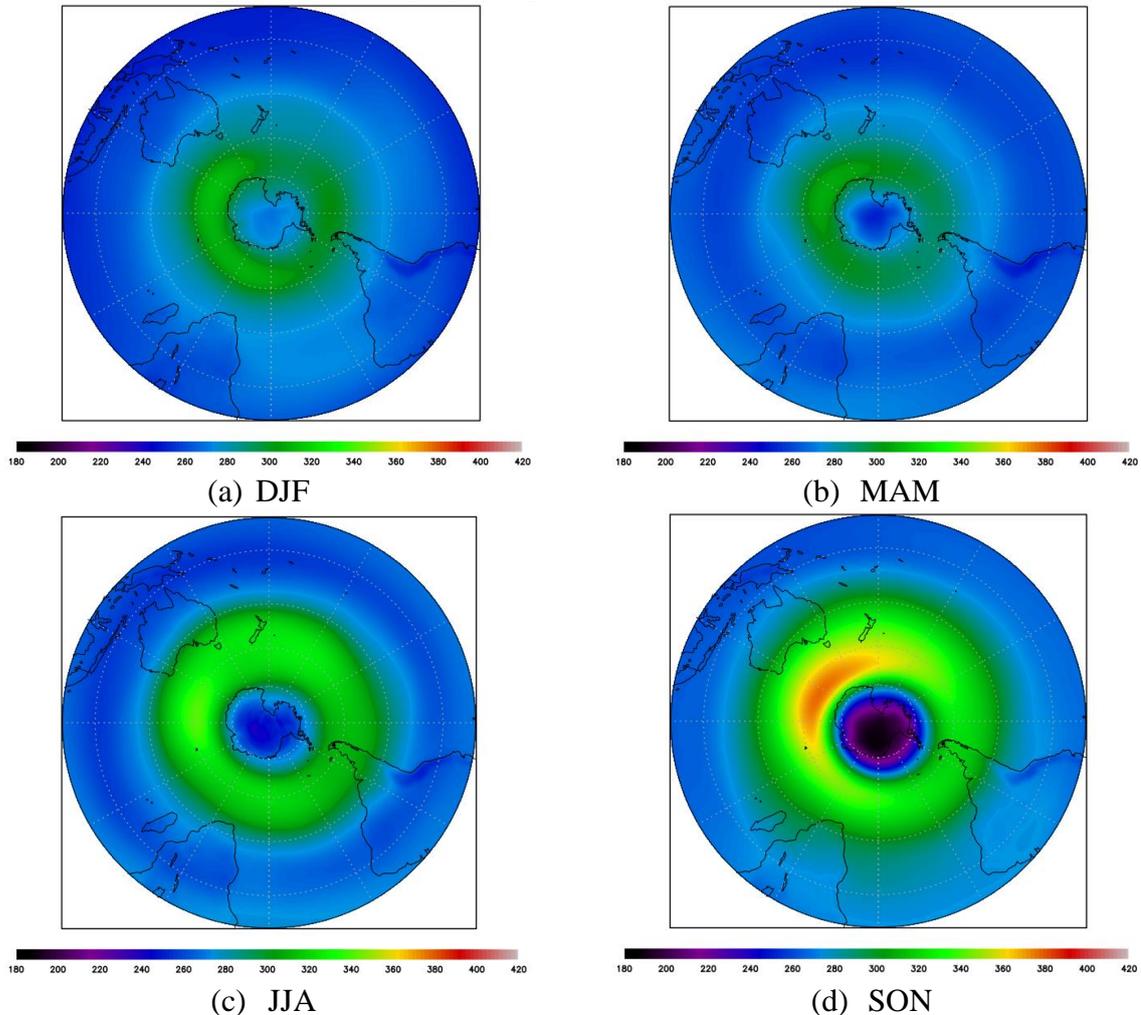
Os valores médios de CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade ENOS em fase La Niña estão representados na figura 34. As figuras foram obtidas realizando médias apenas entre os meses em que há ocorrência da fase fria do modo ENOS, de acordo com o índice ONI.

Na faixa de 0 a 30°S os valores médios mensais variam entre 256,1UD (fevereiro), valor mínimo, e 277,8UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (259,5UD); MAM (258,5UD); JJA (264,2UD) e SON (275,3UD). A média entre os quatro trimestres é 264,4UD.

Para a faixa de 30°S a 60°S os valores médios mensais variam entre 276,7UD (março), valor mínimo, e 338,9UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF

(288,4UD); MAM (282,2UD); JJA (315,4UD) e SON (332,8UD). A média entre os quatro trimestres é 304,7UD.

Figura 34 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação de La Niña, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).



Fonte: Elaborado pelo autor.

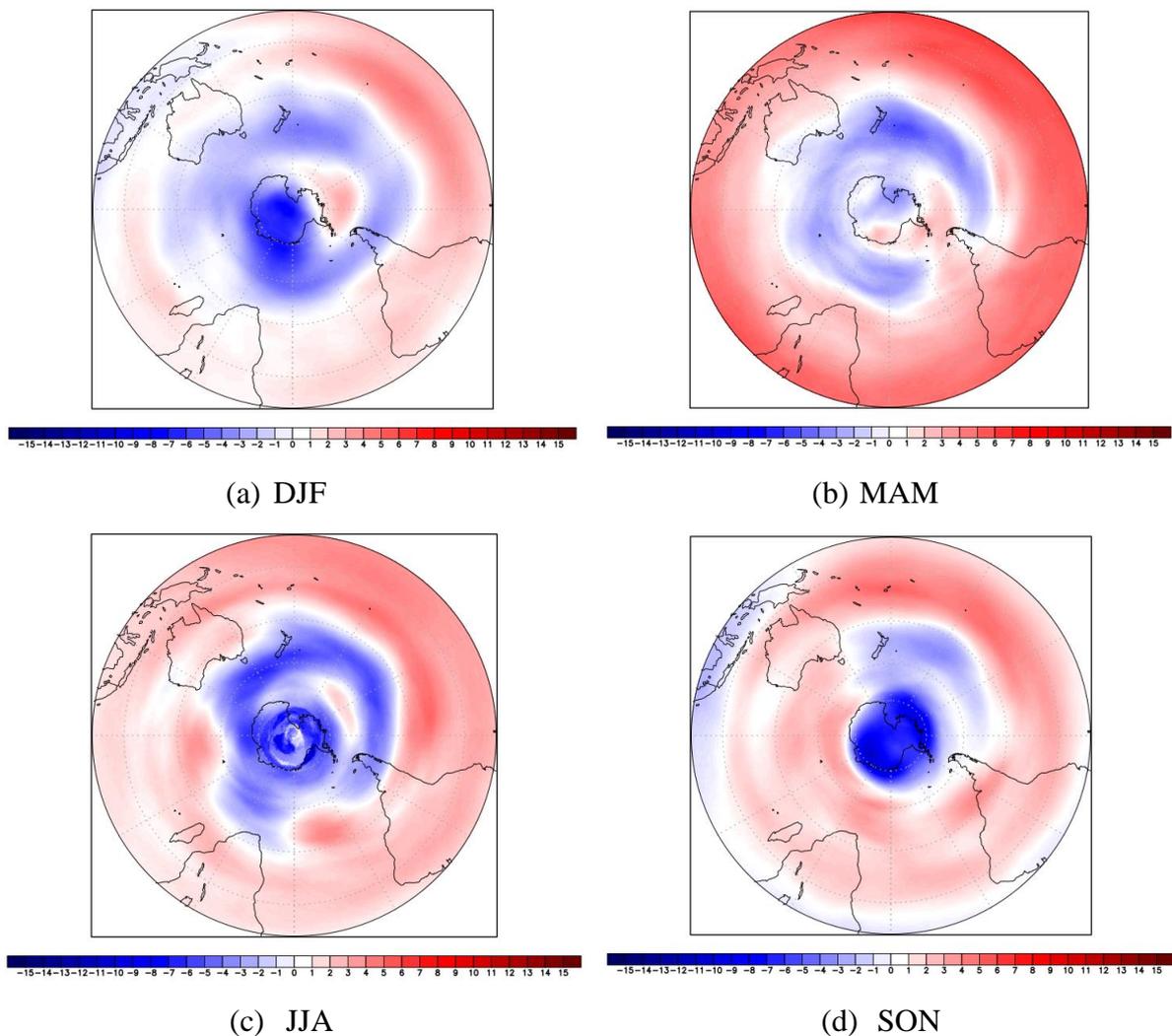
No intervalo de 60°S a 90°S os valores médios mensais variam entre 222,9UD (setembro), valor mínimo, e 294,1UD (dezembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (281,0UD); MAM (273,3UD); JJA (271,1UD) e SON (232,2UD). A média entre os quatro trimestres é 264,4UD.

Nos trimestres JJA (figura 34c) e SON (figura 34d), em médias e altas latitudes, é possível observar o padrão de “croissant” bem definido, maior acúmulo de O<sub>3</sub> em médias latitudes e maior depleção pelo buraco na camada de ozônio. Isso ocorre pois durante La Niña o vórtice polar é mais intenso e estendido para maiores latitudes, impedindo o espalhamento

zonal do gás. Também há menores temperaturas e maior presença de NEPs no interior do vórtice polar, aumentando a depleção de ozônio (HU et al., 2017).

A média para toda área do hemisfério sul, entre todos os trimestres, é de 277,8UD. A análise de anomalias na figura 35 permite um detalhamento mais aprofundado no estudo das alterações provocadas pela ação da fase fria do modo de variabilidade ENOS. Verifica-se que em todos os trimestres anomalias positivas predominam a faixa de latitude de 0 a 30°S, enquanto negativas predominam médias e altas latitudes. Essas configurações estão de acordo com as alterações na CBD provocadas pela fase fria do ENOS.

Figura 35 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação de La Niña, representada em projeção polar.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O La Niña arrefece a CBD, diminuindo o transporte de ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes, por isso temos valores positivos tão bem configurados em latitudes tropicais e valores negativos em médias e altas latitudes (RAO et al., 2019). Uma pequena região de valores anômalos surge sobre a região da península Antártica em DJF (figura 35a) e persiste até JJA (figura 35c), anomalias de ozônio sobre essa região já foram observadas por Cordero et al. (2022).

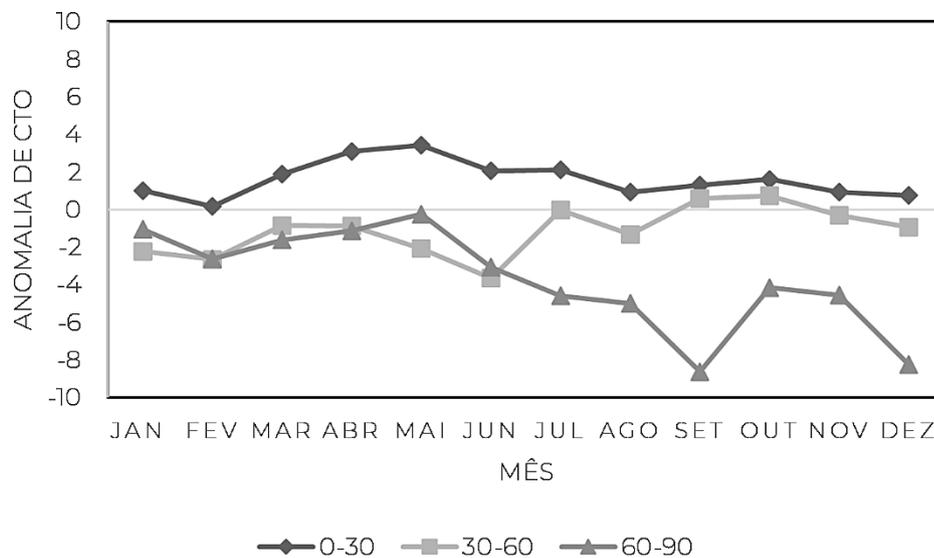
Em DJF (figura 35a) os maiores valores de anomalias positivas ocorrem majoritariamente sobre o oceano Pacífico tropical. As anomalias mais intensas com sinal positivo são registradas em MAM (figura 35b), em baixas latitudes. Em contraste, as anomalias negativas são as menos intensas quando comparadas as registradas em outros trimestres. Anomalias positivas enfraquecem e negativas intensificam em JJA (figura 35c), quando comparado ao trimestre anterior.

No trimestre SON (figura 35d) há uma região bem evidente de anomalias negativas sobre a região do continente Antártico e são as mais intensas com esse sinal, quando comparadas as de outros trimestres. Essas anomalias intensas são resultado do fortalecimento do vórtice polar sul e aumento da depleção de ozônio no buraco da camada de ozônio provocado pelo La Niña. Anomalias positivas predominam latitudes baixas e médias (HITCHMAN et al., 2008).

A figura 36 exibe a variação média mensal das anomalias de CTO por faixas de latitude. É averiguado que na faixa de 0 a 30°S as médias mensais de anomalias são positivas para todos os meses, tendo os valores mais altos nos meses do outono austral, atingindo valor positivo máximo em maio (+3,4). A desaceleração da CBD por esse modo é o provocador do aumento das concentrações de O<sub>3</sub> em baixas latitudes e, por consequência, das anomalias positivas (GARCÍA-HERRERA et al., 2006; CAGNAZZO et al., 2009). Os menores valores são registrados durante o verão austral, com valor mínimo no mês de fevereiro (+0,2). Os valores médios para os trimestres são: DJF (+0,6); MAM (+2,8); JJA (+1,7) e SON (+1,3). A média para todos os meses é -1,6.

Na faixa de 30°S a 60°S os valores médios são majoritariamente negativos, tendo como exceção apenas os meses de setembro (+0,6) e outubro (+0,7). A primavera austral é o período com os maiores valores médios mensais. O fim do outono e início do inverno registram os menores valores. Os valores médios para os trimestres são: DJF (-1,9); MAM (-1,3); JJA (-1,7) e SON (0,3). A média entre todos os meses é -1,1.

Figura 36 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação de La Niña nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nessa faixa das médias latitudes temos a modulação dos valores médios de anomalias majoritariamente por dois fatores. Nos primeiros meses do ano a média das anomalias são negativas pois o transporte da CBD arrefecido pelo La Niña diminui o total de ozônio que é transportado de baixas latitudes para essa faixa (GARCÍA-HERRERA et al., 2006; CAGNAZZO et al., 2009). No entanto, com o surgimento no segundo semestre do vórtice polar sul, fortalecido e expandido para latitudes mais ao norte pelo La Niña, o bloqueio é intensificado e uma maior quantidade de ozônio fica contida em médias latitudes, transformando o valor médio da anomalia em positivo (HITCHMAN et al., 2008).

Entre 60°S a 90°S todas as médias mensais são negativas, com os menores valores apresentados nos meses de inverno e primavera. O valor mínimo ocorre em setembro (-8,6) e o máximo em maio (-0,2). Os valores médios para os trimestres são: DJF (-4,0); MAM (-1,0); JJA (-4,2) e SON (-5,8). A média entre todos os meses é -3,7.

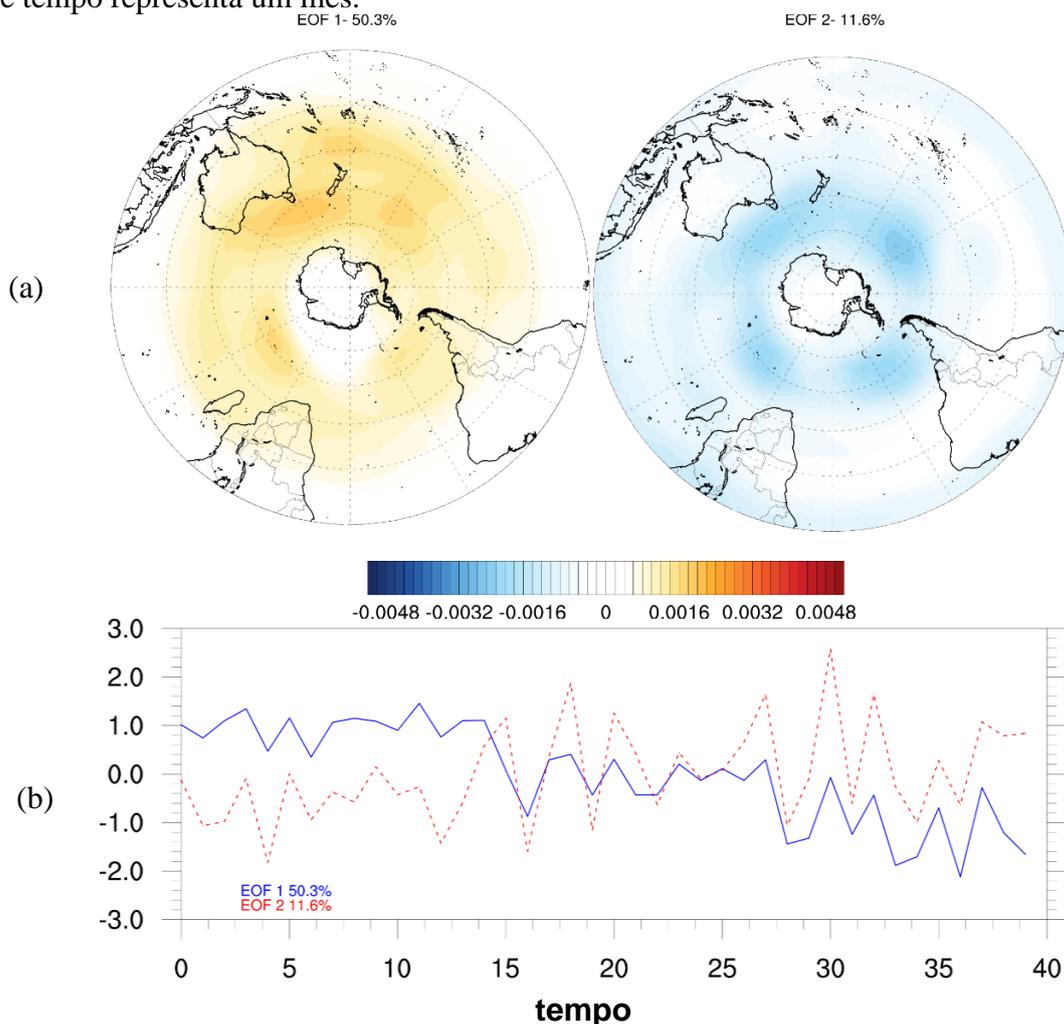
Analisando as médias para todos os meses de cada faixa de latitude percebemos que aquele com anomalias mais intensas é a entre 60°S e 90°S, seguida pela faixa de 0 a 30°S, e por fim a entre 30°S e 60°S.

#### 4.3.2 Análise EOF da CTO sobre o hemisfério sul, para cada trimestre, quando sob influência de La Niña

Para essa sessão, quando os autovetores são positivos (negativos) e os autovalores também são positivos, há aumento (diminuição) nos valores da CTO. O oposto é válido. A análise foi aplicada aos conjuntos de meses pertencentes a cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON), e que estão dentro do período de 41 anos (1980 a 2020) que abrange o estudo, em que havia ação de La Niña. São analisados nesse estudo apenas os dois primeiros modos.

A análise para DJF está exposta na figura 37. Os autovetores de ambas EOFs (figura 37, painel superior) apresentam padrões semelhantes ao observado nas EOFs da análise para períodos sob ação de El Niño (figura 30).

Figura 37 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.

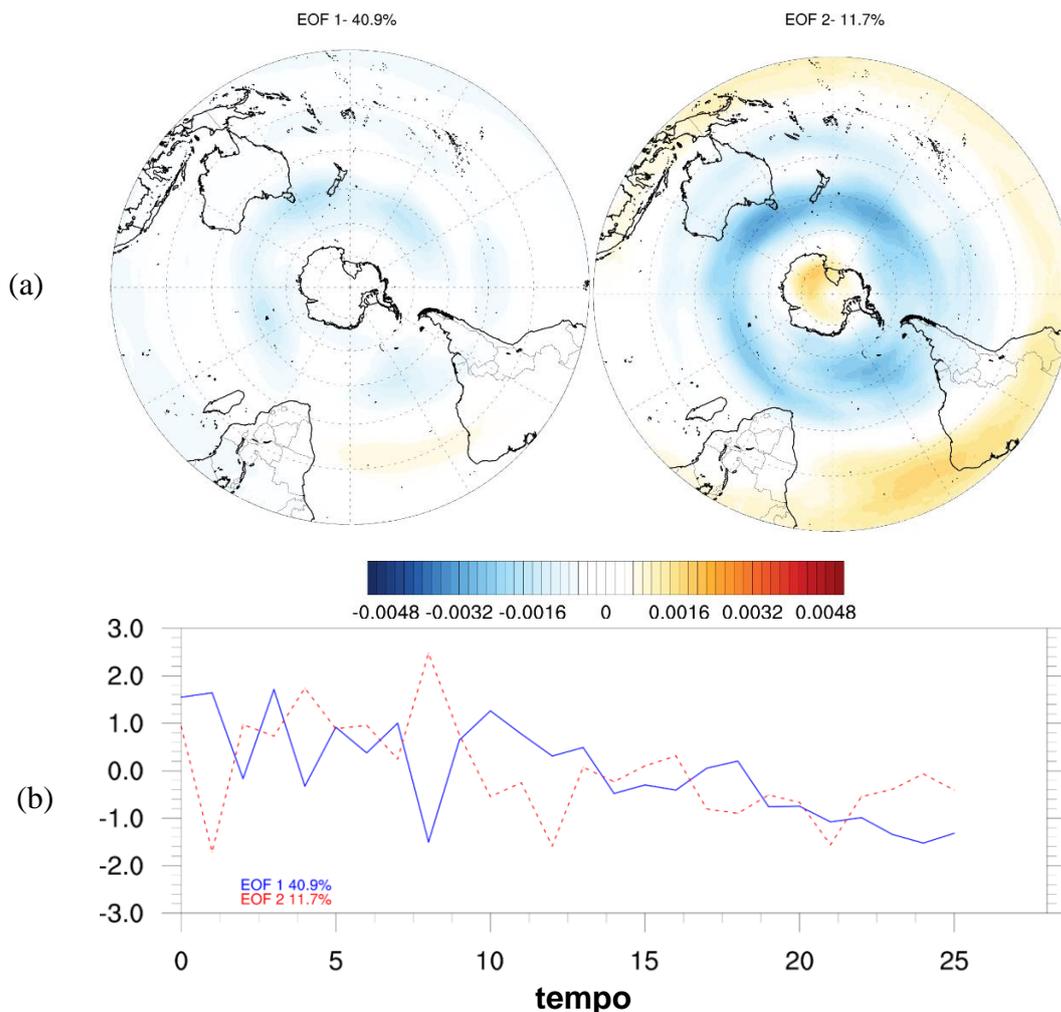


Fonte: elaborado pelos autores.

Na EOF1 (figura 37, painel superior, direita) (50,3% da variância) há aumento dos valores positivos encontrados ao sul do Pacífico Ocidental, quando comparado as análises climatológicas (figura 23, painel superior, direita) e para períodos de El Niño (figura 30, painel superior, direita). Os valores negativos observados em médias latitudes na figura da EOF2 (11,2% da variância) possuem valores menores que aqueles encontrados na EOF2 de períodos com ação de El Niño (figura 30, painel superior, esquerda). Podemos concluir que, nesse trimestre, os autovetores dos dois primeiros modos da EOF mostram padrões similares aos obtidos na análise para períodos sob ação de El Niño (ver análise da figura 30), porém, mais intensos durante a ação de La Niña. Para os autovalores de EOF1 e EOF2 valem as mesmas observações obtidas para a análise da EOF1 da Figura 23.

A análise de EOF1 e EOF2 para MAM está exposta na figura 38.

Figura 38 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os padrões apresentados por ambos autovetores são semelhantes a aqueles observados na análise climatológica (figura 24) e para períodos de El Niño (figura 31). A EOF1 (figura 38, painel superior, esquerda), com 40,9% da variância da CTO, apresenta autovetores com valores negativos em médias latitudes, com distribuição latitudinal e valores próximos a aqueles encontrados na análise climatológica (figura 24, painel superior, esquerda), mas com centro deslocados longitudinalmente. Zhang et al. (2015), em um estudo utilizando dados do *National Institute of Water and Atmospheric Research* (NIWA) para o período de 1979 a 2009, explica que a depender da longitude, a CTO de médias latitudes responde de formas diferentes ao ENOS, consequência de processos dinâmicos. Portanto, vemos aqui um padrão existente na climatologia que é alterado longitudinalmente pelo La Niña.

Para os autovetores da EOF2 (figura 38, painel superior, direita) (11,7% da variância) os valores positivos observados ao longo da faixa equatorial e os negativos em médias latitudes são muito inferiores a aqueles observados na análise climatológica (figura 24, painel superior, direita), que possui padrão de autovetores semelhante. Entretanto, a diferença na EOF2 da La Niña é o surgimento de expressivos valores positivos sobre o continente Antártico, quase imperceptíveis nas EOF2 climatológica (figura 24, painel superior). Essas alterações são consequências das alterações promovidas pelo La Niña na CBD. A desintensificação do transporte de massas de ar ricas em ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes causa um maior acúmulo desse gás em menores latitudes (GARCÍA-HERRERA et al., 2006; CAGNAZZO et al., 2009; CALVO et al., 2010).

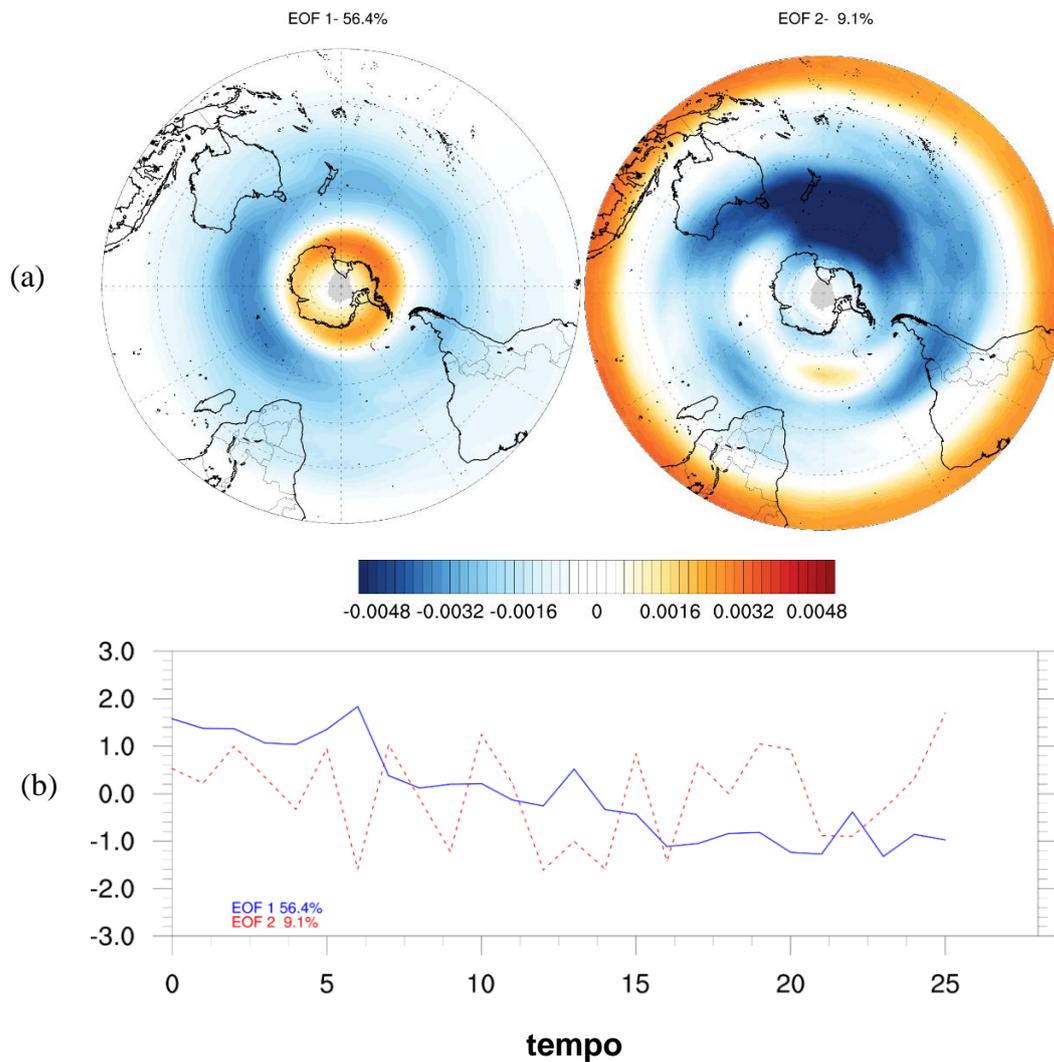
A análise de EOF1 e EOF2 para JJA está exposta na figura 39. Os autovetores da EOF1 (figura 39, painel superior, direita) (56,4% da variância) tem distribuição semelhante ao apresentado pela EOF1 da análise climatológica (figura 25, painel superior, direita).

Os valores negativos em médias latitudes são intensificados durante a ação desse modo e o centro de maior valor, na análise climatológica ao sul da Oceania, agora está mais deslocado para leste. Os valores positivos sobre altas latitudes também tem aumento em seus valores. Estudando o apresentado, o La Niña parece intensificar o padrão já observado na EOF1 climatológica para esse mesmo trimestre (ver análise da figura 25)

A EOF2 apresenta um padrão diferente do observado para a análise climatológica (figura 25, painel superior, direita) e aparentemente inverso ao observado no estudo para períodos com ação de El Niño (figura 25, painel superior, direita). Com 9,1% da variância, valores positivos são encontrados próximos a linha equatorial ao redor de todo o globo. Valores negativos são observados em médias latitudes e nas latitudes mais ao norte das altas latitudes. Os menores valores ocorrem ao sul do oceano Pacífico. Ainda há uma pequena região de valores

positivos. Essa configuração está de acordo com o proposto por García-Herrera et al. (2006) e Cagnazzo et al. (2009), os quais afirmam que eventos La Niña desaceleram a CDB, diminuindo o transporte de ozônio de baixas para maiores latitudes, como consequência há acúmulo desses gases nas latitudes mais baixas e diminuição das concentrações em médias e altas latitudes.

Figura 39- Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



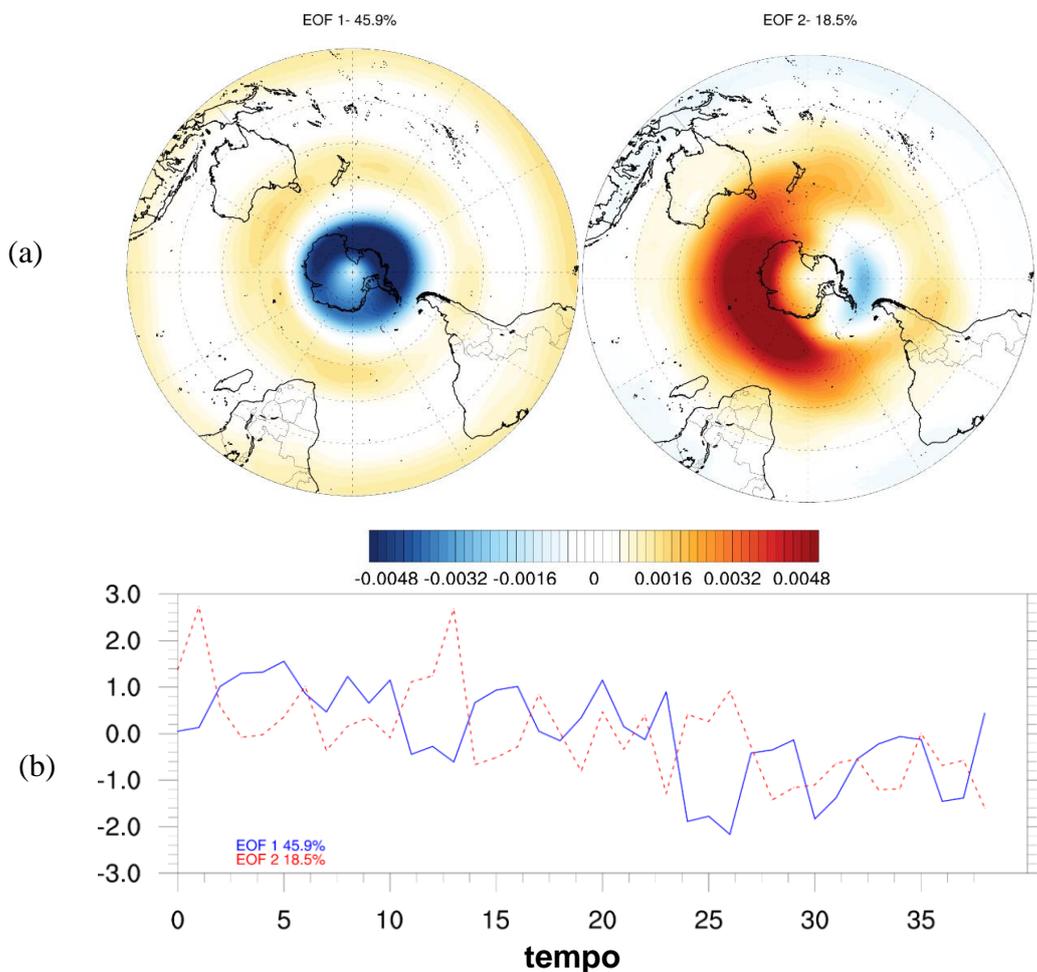
Fonte: Elaborado pelo autor.

No trimestre SON, ambos EOFs (figura 40, painel superior) apresentam padrões muito similares aos obtidos na análise climatológica (figura 26, painel superior). Em EOF1 vemos representado o padrão decorrente do buraco na camada de ozônio formado pelo vórtice polar sul. Os valores positivos são ligeiramente maiores nos autovetores de EOF1 (figura 40, painel

superior, esquerda) (45,9% da variância), resultado do acúmulo de ozônio em menores latitudes devido a desaceleração da CBD pelo La Niña (CAGNAZZO et al., 2009; CALVO et al., 2010).

Os autovalores de EOF2 (figura 40, painel superior, direita) (18,5% da variância) também apresentam aumento dos valores positivos localizados principalmente nas médias latitudes e com distribuição similar ao “croissant” de ozônio. Assim como para a análise climatológica, uma pequena área com valores negativos surge sobre o oceano entre a Antártica e a América do Sul, porém os valores são menores na figura apresentada neste tópico. Essa configuração pode estar ligada a diminuição no transporte da CBD, reduzindo a quantidade de gás acumulado em médias e altas latitudes. Outra influência vem da configuração diferenciada do vórtice polar sul durante a ocorrência de La Niña, o qual se apresenta mais intenso e expandido para menores latitudes, tornando o “croissant” mais zonalmente assimétrico e acentuando a área de valores negativos (HITCHMAN et al., 2010).

Figura 40 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação de La Niña entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



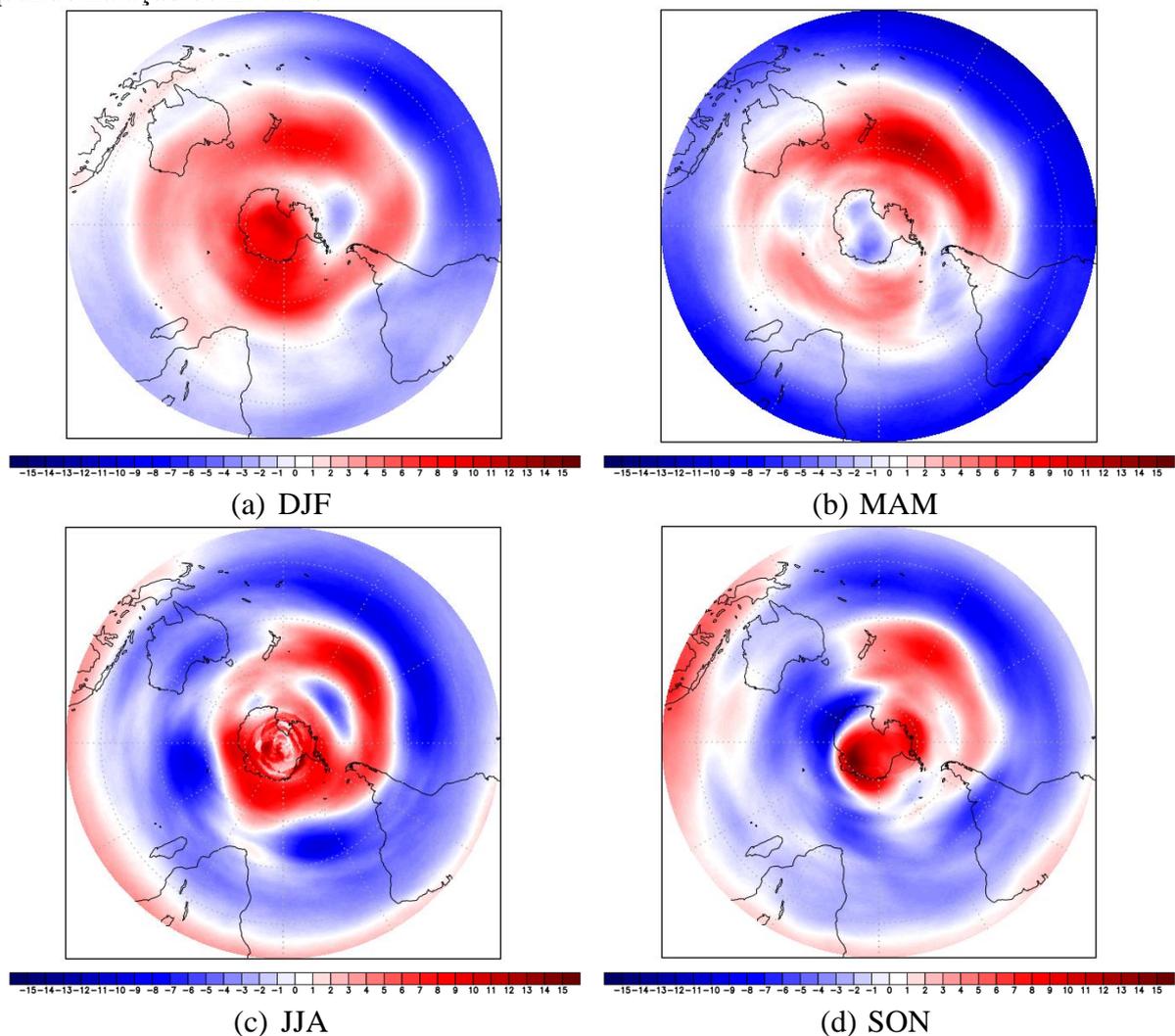
Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 4.4 Comparação dos valores trimestrais médios da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando sob influência dos modos de variabilidade El Niño e La Niña

A figura 41 exibe a diferença entre os campos trimestrais médios da CTO para períodos de influência El Niño e os campos trimestrais médios para períodos com ação de El Niño. O resultado nos permite observar em quais áreas cada fase promove maior concentração de ozônio.

Quando os valores médios de CTO obtidos para El Niño são maiores que os obtidos para La Niña, o resultado da subtração é positivo, representado na figura 41 em tons de vermelho. Quando os valores para La Niña são maiores, o resultado é negativo, representado em tons de azul.

Figura 41 - Valores médios da CTO quando há ação de La Niña subtraídos dos valores médios quando há ação de El Niño.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Analisando DJF (figura 41a) constatamos que na faixa de 0 a 30°S os valores médios da CTO são predominantemente maiores quando há ação de La Niña, sendo o efeito dessa fase ainda maior sobre a região do oceano Pacífico, local de origem do modo de variabilidade ENOS. Para área limitada às longitudes as quais o oceano Pacífico pertence (nesse estudo, de 160°E a 80°W), o valor médio da CTO é 3,1UD maior durante ação de La Niña, comparado ao El Niño. O valor médio para as demais longitudes dessa mesma faixa é +0,9. Isso ocorre pois os efeitos da ação dos modos ENOS são mais pronunciados sobre a região do Pacífico, em outras longitudes os efeitos são resultados de alterações na circulação zonal, os quais diminuem sua capacidade de atuação à medida que nos afastamos da origem do modo (anomalias da TSM no oceano Pacífico) (XIE et al., 2014).

Também nas demais longitudes dessa mesma faixa há várias regiões onde os valores são zero ou próximos a zero, representados pela cor branca. Nesses locais os valores médios da CTO durante ação das duas fases do ENOS são iguais ou muito próximos, implicando que nesses locais a CTO apresenta nenhuma ou pouca variação na ação das duas fases.

Entre 30°S e 90°S, os valores de CTO são maiores quando há ação de El Niño, principalmente sobre o continente Antártico. Na faixa das médias latitudes, o valor médio é +3,4, e em altas latitudes, +6,1. Como o El Niño acentua o transporte de ozônio de baixas para maiores latitudes, são explicados os valores aumentados principalmente sobre a região polar durante essa fase (DOMEISEN et al., 2020).

Na figura 41b, trimestre MAM, verificamos que valores negativos ocupam quase toda área da faixa de 0 a 30°S e com números menores que aqueles encontrados em qualquer outro trimestre nesta mesma faixa. Sobre a região do Pacífico, os valores médios durante eventos La Niña são, em média, 4,8UD maiores que os registrados para eventos El Niño, podendo chegar a até 11,0UD em alguns pontos próximos ao equador. Fora da região do Pacífico, na mesma faixa de latitude, o valor médio é 3,2UD maior para La Niña. Esse padrão também é resultado do transporte da CBD intensificado durante o El Niño (RAO et al., 2019).

Em médias latitudes os valores são maiores quando há El Niño para quase toda região dessa faixa de latitudes, valor médio para a área de +2,8. Nas faixas de longitude mais próximas ao oceano Pacífico os valores são os maiores encontrados para essa faixa, atingindo valores até 12,5UD superiores. Apesar da configuração dominante ser a esperada pelo transporte da CDB (DOMEISEN et al., 2020), os valores são maiores para La Niña em altas latitudes, sobre o continente Antártico (até 4,7UD superiores), uma característica não esperada como resultado desse transporte. Os valores são maiores para El Niño sobre os oceanos circundantes (até 5,6UD superiores).

Na faixa das baixas latitudes de JJA (figura 41c) os valores são maiores durante a ação de El Niño nas latitudes mais próximas ao equador que não estejam em longitudes sobre o oceano Pacífico, com valores até 3,7UD superiores. No restante da área dessa faixa predominam valores negativos, principalmente sobre o oceano Pacífico onde há os menores valores registrados. Kumar et al. (2021) mostra que o anticiclone, ligado às monções e que ocorrem no verão sobre a Ásia, atua aumentando as concentrações de ozônio quando há atuação de El Niño, o efeito oposto é esperado para períodos de La Niña. Isso pode explicar esses valores positivos ao longo da faixa equatorial. Na área da faixa sobre o Pacífico a CTO é, em média, 4,7UD superior durante La Niña. Para a área restante desta faixa, 2,1UD superior.

Na faixa das médias latitudes os valores são maiores para La Niña naquelas latitudes mais ao norte e maiores para aquelas mais ao sul. Características que estão de acordo com as alterações promovidas na CBD durante a atuação do ENOS (BENITO-BARCA et al., 2021). Os valores registrados nessa faixa variam entre -9,5 e +10,7. Em altas latitudes os valores são predominantemente maiores durante ação de El Niño, a média para essa faixa é +4,9.

No trimestre apresentado na figura 41d, SON, as características para as baixas latitudes são semelhantes às encontradas em JJA (figura 41c), valores superiores para El Niño em latitudes mais próximas ao equador e que não estejam em longitudes sobre o oceano Pacífico. A diferença nesse trimestre é que esses valores são superiores aos registrados em JJA, principalmente entre 60°E e 160°E, atingindo valores de até +6,6. É esperado que este também seja resultado das alterações promovidas nas concentrações de ozônio pelos anticiclones asiáticos (KUMAR et al., 2021), explicado para JJA. Também, assim como no trimestre anterior, no restante da área dessa faixa predominam valores negativos, principalmente sobre o oceano Pacífico onde há os menores valores registrados. Sobre o Pacífico, a média de valores nessa faixa é -4,3, para a área restante, -1,1.

Uma dualidade ocorre em médias latitudes, nas longitudes de 160°W a 60°E os valores são maiores para El Niño (até 7,8UD superiores), nas longitudes restantes os valores são maiores para La Niña (até 10,2UD superiores). Nas altas latitudes os valores são maiores para El Niño sobre o continente Antártico, mas algumas áreas sobre os oceanos adjacentes e sobre seu litoral podem apresentar valores superiores para ação de La Niña. O valor médio da área dessa faixa é +4,8.

Em todos os trimestres é bem evidente os padrões associados a modulação do transporte da CBD pelo ENOS. El Niños aceleram a circulação, transportando mais ozônio de baixas latitudes para maiores latitudes. Há então um acúmulo desse gás nas latitudes polares, visível como as grandes áreas de cor vermelha no centro das imagens da figura 41. Eventos La Niña

desaceleram a CBD, acumulando O<sub>3</sub> nas baixas latitudes, vistas como as áreas em azul nas imagens da figura 41 (CAGNAZZO et al., 2009; CALVO et al., 2010). Também, eventos El Niño (La Niña) enfraquecem (fortalecem) o vórtice polar sul, permitindo que mais (menos) ozônio provindo de menores latitudes adentre a região polar, amplificando ainda mais as anomalias nessas latitudes durante JJA e SON.

Destoante desse padrão, em JJA (figura 41c) e SON (figura 41d) há uma expansão da área de valores negativos na área sobre o oceano Índico e Oceania. Segundo Rogal (2009), o planalto tibetano e a convecção sobre o sudeste da Ásia, que produzem grandes anticiclones, moldam a estrutura de ondas e a distribuição de ozônio no hemisfério sul durante o período de transição inverno-primavera. O autor observa que o ENOS afeta essa dinâmica de distribuição do O<sub>3</sub> com diferentes efeitos a depender da fase de atuação. Quando há La Niña a CTO é entre 5,0UD e 10,0UD maior na faixa de latitudes de 10°S a 55°S. Além disso, há um deslocamento de 50° para oeste no padrão de ozônio observado, aumentando os valores da CTO em aproximadamente ~20,0UD na faixa de longitudes de 50°W a 100°E. Esses resultados concordam com as configurações observadas na figura 41 para os meses de JJA e SON.

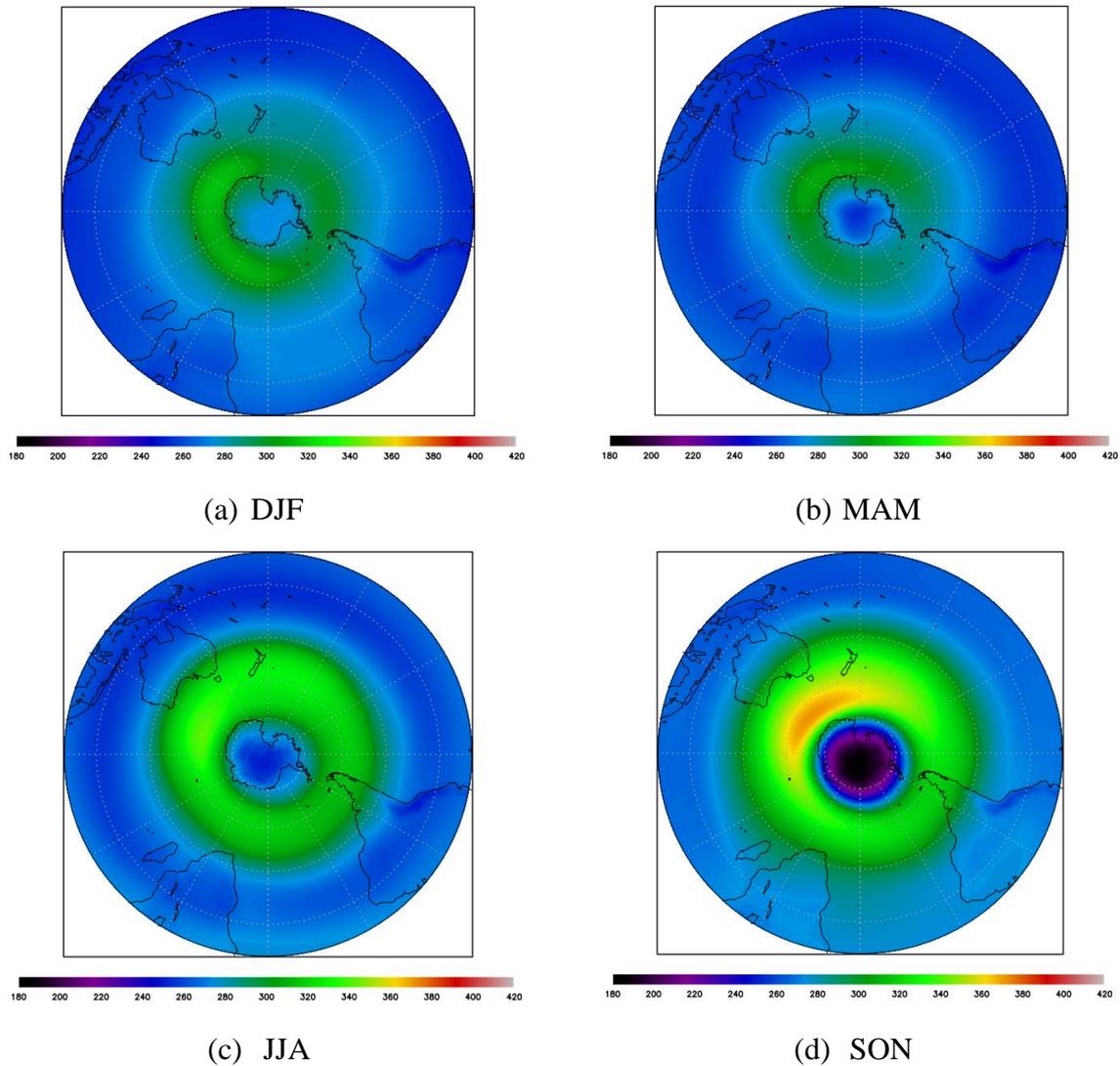
#### **4.5 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase positiva**

##### **4.5.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias**

Os valores médios de CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase positiva estão representados na figura 42. As figuras foram obtidas realizando médias apenas entre os meses em que há ocorrência da fase positiva, de acordo com o índice AAO. Todos os trimestres apresentam padrão de distribuição do ozônio similar ao obtido na média climatológica, apresentando apenas algumas pequenas diferenças nos valores médios.

Na faixa de 0 a 30°S os valores médios mensais variam entre 255,1UD (maio), valor mínimo, e 276,9UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (259,2UD); MAM (255,75UD); JJA (262,5UD) e SON (274,1UD). A média entre os quatro trimestres é 262,9UD.

Figura 42 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação da fase positiva do SAM, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).



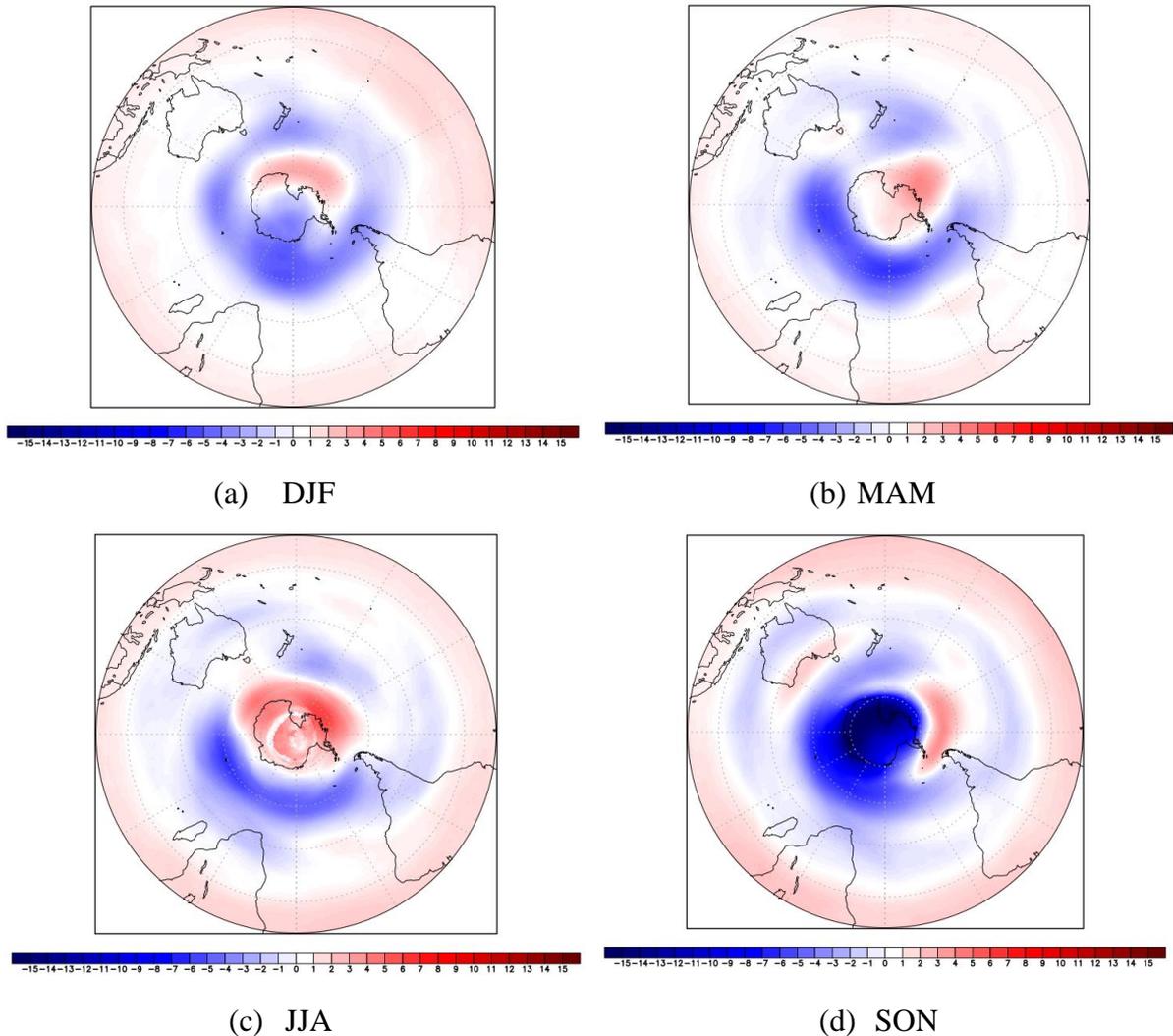
Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a faixa de 30°S a 60°S os valores médios mensais variam entre 276,5UD (março), valor mínimo, e 336,6UD (outubro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (288,5UD); MAM (281,3UD); JJA (315,5UD) e SON (330,6UD). A média entre os quatro trimestres é 304,0UD.

No intervalo de 60°S a 90°S os valores médios mensais variam entre 208,9UD (outubro), valor mínimo, e 291,2UD (dezembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (283,6UD); MAM (274,7UD); JJA (277,0UD) e SON (228,4UD). A média entre os quatro trimestres é 265,9UD. A média para toda área do hemisfério sul, entre todos os trimestres, é de 277,6UD.

A análise das anomalias na figura 43 permite um detalhamento mais aprofundado no estudo das alterações provocadas pela ação da fase positiva do modo de variabilidade SAM.

Figura 43 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação da fase positiva do SAM, representada em projeção polar.



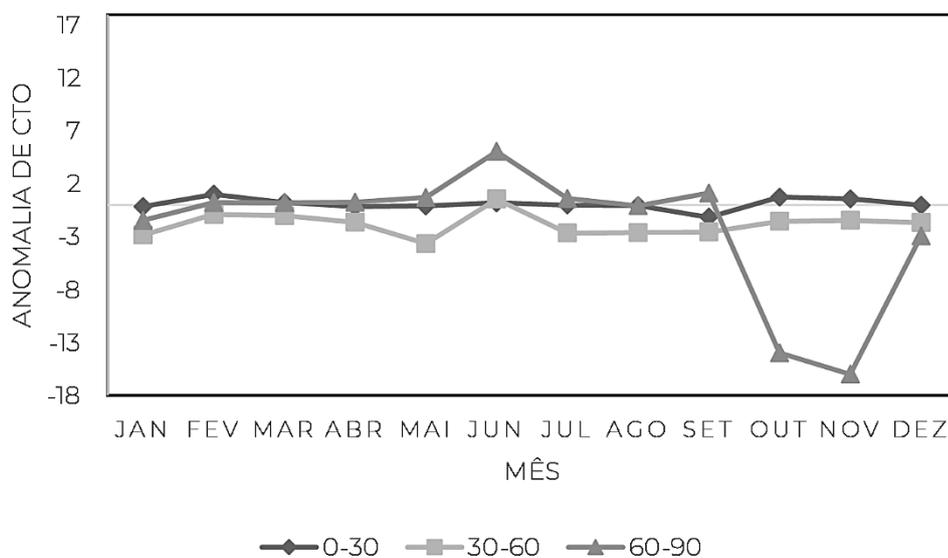
Fonte: Elaborado pelo autor.

A característica marcante presente nos trimestres DJF, MAM e JJA (figuras 43a, 43b e 43c) são as anomalias negativas sobre os oceanos ao redor da continente Antártico, atingindo valores de até -6,0 em MAM e JJA, e áreas de anomalias positivas sobre a Antártica que podem atingir valores de até +5,0. Em baixas latitudes, anomalias positivas com valores de próximos a +1,0 predominam. Em SON (figura 43d) as configurações mudam, uma grande área anomalias negativas com valores de até -15,0 dominam as altas latitudes, encobrindo toda área do continente Antártico. Próxima a essa região de anomalias negativas está uma pequena área de

anomalias positivas situada sobre o trecho de oceano entre o continente Sul Americano e o Antártico. Anomalias com este sinal também são observadas ao redor do globo em baixas latitudes, como observado nos trimestres anteriores. Durante o SAM positivo, a pressão na região polar apresenta anomalias negativas. Assim, há aumento da troposfera e diminuição da CTO. Isso explica a predominância de anomalias negativas nos quatro trimestres (THOMPSON; WALLACE; 2000). É perceptível também que em todos os trimestres as anomalias de ozônio não são zonalmente simétricas, apresentando algumas regiões de valores positivos. Thompson e Wallace (2000) também observaram essa assimetria na distribuição zonal do O<sub>3</sub> e concluíram que ela não esperada como resultado da ação do SAM na atmosfera, podendo ser resultado da ação de outras variáveis na amostra de dados utilizada pelo estudo.

A figura 44 exibe a variação média mensal das anomalias de CTO por faixas de latitude.

Figura 44 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação da fase positiva do SAM nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No intervalo de latitude de 0 a 30°S os valores médios variam entre -1,1 (setembro) e 1,0 (fevereiro). Os valores médios para os trimestres são: DJF (+0,3); MAM (aprox. 0); JJA (+0,1) e SON (+0,1). A média para todos os meses é +0,1. Apesar do predomínio de anomalias positivas seus valores são muito pequenos, indicando pouca ação, porém existente, da fase positiva do SAM sobre a CTO de baixas latitudes.

Todas as médias mensais para a faixa de latitude 30°S a 60°S apresentam valores negativos, exceto pelo mês de junho. Os números variam de -3,6 (maio) a 0,6 (junho). Os valores médios para os trimestres são: DJF (-1,8); MAM (-2,1); JJA (-1,6) e SON (-1,8). A

média para todos os meses é -1,8, o que representa predomínio de anomalias negativas nessa faixa.

A faixa de 60°S a 90°S é a que apresenta a maior variação nos valores de anomalias, indo de -16,0, no mês de novembro, a +5,1, em junho. Entre fevereiro e setembro, com exceção de agosto, as médias são positivas, nos meses restantes, negativas. A primavera austral é o período com os menores valores, apresentando valor médio -9,0. A ação do SAM em fase positiva torna o vórtice polar sul mais intenso, assim ele proporcionará um maior bloqueio da entrada de ozônio em altas latitudes e em seu interior haverão menores temperaturas, condição propicia para acentuar a depleção de ozônio (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014). Assim, temos uma breve explicação dos acentuados valores negativos em SON. Os outros trimestres apresentam valores: DJF (-1,4); MAM (+0,4) e JJA (+1,9). A média para todos os meses é -2,2, representando predomínio de anomalias negativas de maiores valores, quando comparado a outras faixas de latitude.

#### 4.5.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña SAM em fase positiva

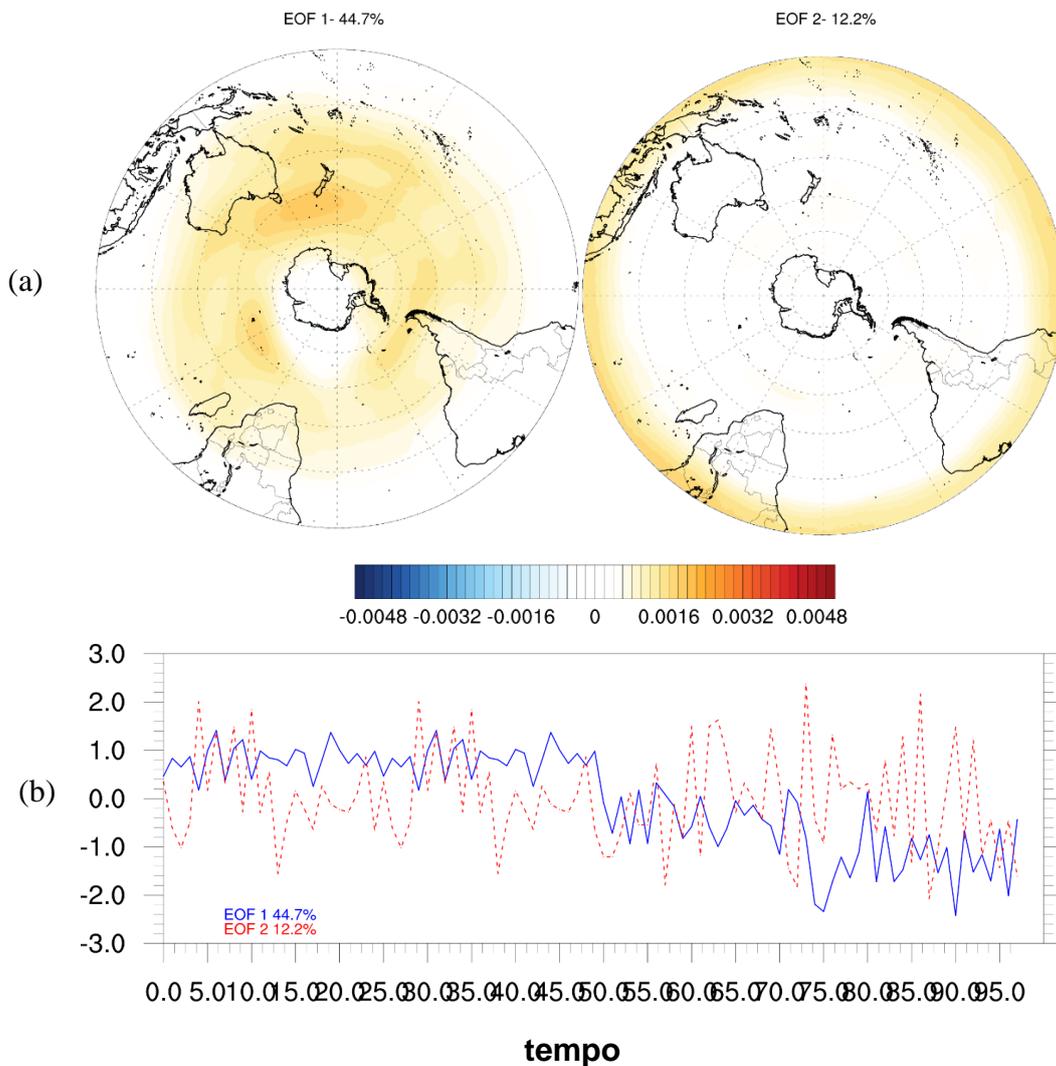
Para essa sessão, quando os autovetores são positivos (negativos) e os autovalores também são positivos, há aumento (diminuição) nos valores da CTO (LU et al., 2019). O oposto é válido. A análise foi aplicada aos conjuntos de meses pertencentes a cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON), e que estão dentro do período de 41 anos (1980 a 2020) que abrange o estudo, em que havia ação da fase positiva do SAM. São analisados nesse estudo apenas os dois primeiros modos.

A análise para DJF está exposta na figura 45. Basicamente o padrão dos autovetores apresentados na EOF1 e EOF2 (figura 45, painel superior) (44,7% e 12,2% da variância, respectivamente) são os mesmos observados na análise climatológica (figura 23, painel superior), a diferença marcante é um aumento nos valores positivos. Como comentado na análise da figura 23, o padrão da EOF1 parece representar o padrão do SAM. Estudando os autovetores junto aos autovalores percebemos um aumento da frequência da fase positiva do SAM ao longo do período estudado, como já discutido anteriormente, mais intenso nessa análise pois temos aqui o sinal do SAM isolado da sua fase negativa.

Em EOF1, o padrão associado ao acréscimo de ozônio na faixa equatorial pela CBD em análises anteriores se mostra intensificado pela fase positiva do SAM, concordando com Li

(2010) que mostra através de simulações numéricas que a fase positiva do SAM está ligada a aceleração da CBD.

Figura 45 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



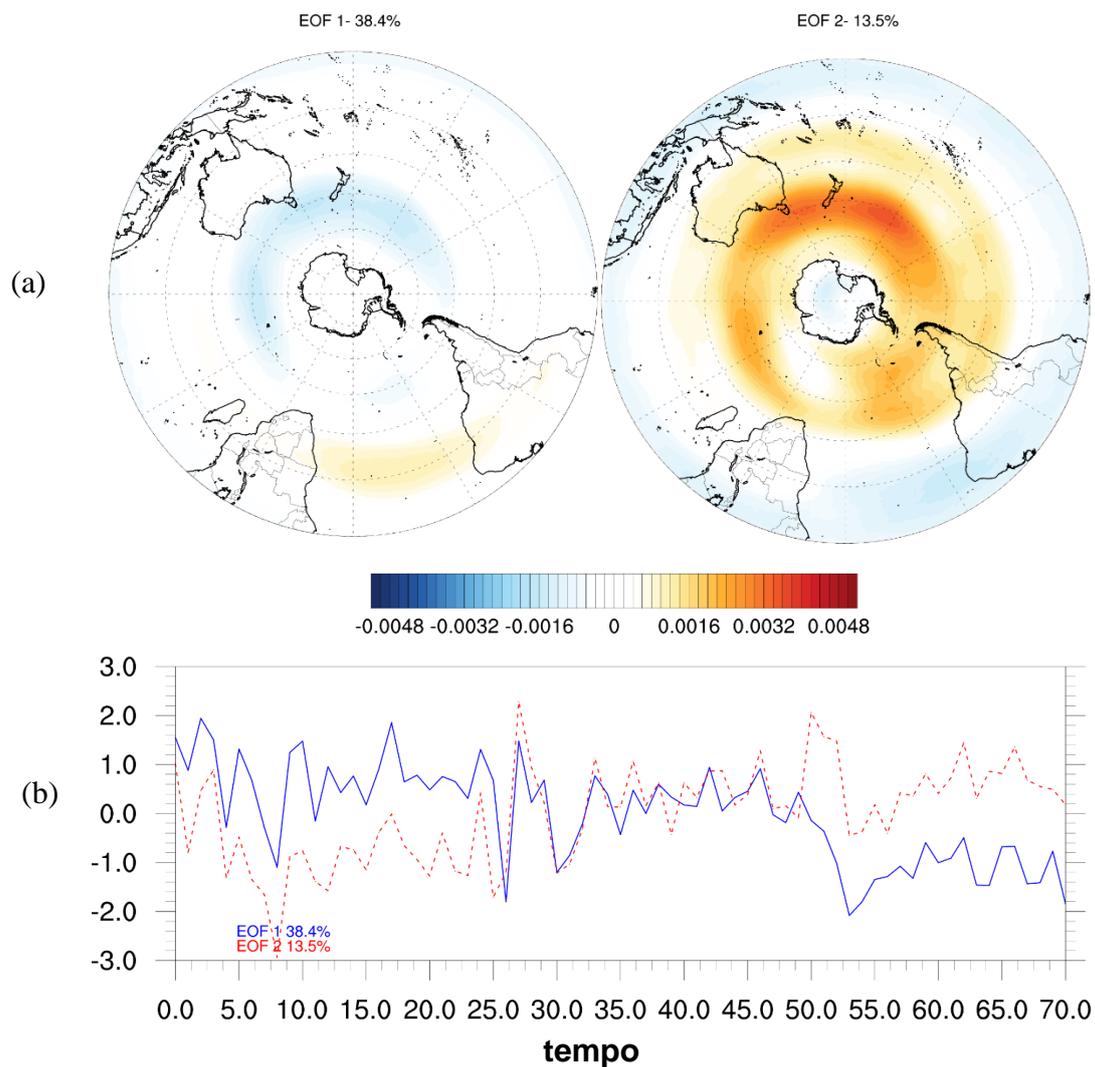
Fonte: Elaborado pelo autor.

No trimestre MAM (figura 46), EOF1 (figura 46, painel superior, direita) (38,4% da variância) apresenta autovetores com padrão similar ao encontrado na análise climatológica, EOF2 (figura 46, painel superior, esquerda) (13,5% da variância) apresenta um padrão inverso.

EOF1 apresenta desintensificação dos valores negativos e intensificação dos valores positivos já encontrados na análise climatológica. Em EOF2, valores positivos dominam as médias latitudes e as latitudes mais ao norte da faixa das altas latitudes, o que indica aumento no transporte de ozônio de baixas para maiores latitudes, algo que ocorre durante a fase positiva

do SAM como consequência da aceleração da CBD, segundo Li et al. (2010). Investigando o comportamento dos autovalores de EOF2 notamos um aumento na frequência de valores positivos ao longo do período de estudo, isso concorda com o aumento de ocorrência da fase positiva do SAM (THOMPSON et al., 2011; POLVANI et al., 2011).

Figura 46 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.

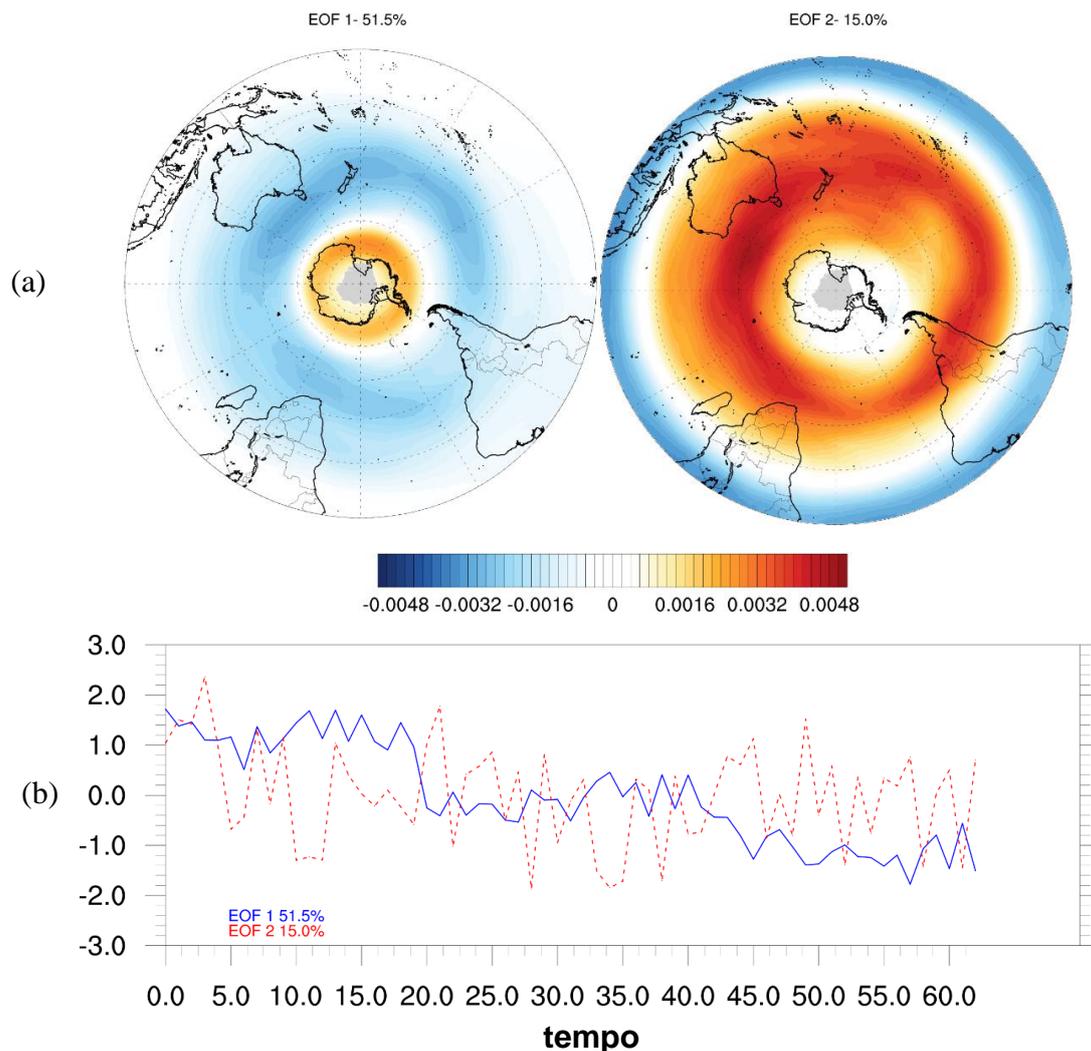


Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise de EOF1 e EOF2 para JJA está exposta na figura 47. Os padrões dos autovalores de ambas EOFs (figura 47, painel superior) (51,5% e 15,0% da variância, respectivamente) são similares aos observados na análise climatológica (figura 25, painel superior), porém, com diferenças nas intensidades dos valores.

A EOF1 (figura 47, painel superior, direita) apresenta valores negativos, em médias latitudes, com intensidade diminuída, enquanto valores positivos, em altas latitudes, apresentam intensidade aumentada. O padrão inverso, resultado dos autovalores negativos, predomina nos últimos meses da sequência analisada, uma consequência do aumento na frequência de fase positiva do SAM (THOMPSON et al., 2011; POLVANI et al., 2011). Nesse padrão oposto temos um vórtice bem configurado com valores negativos e com intensidade aumentada, quando comparado a análise climatológica (figura 24), e valores positivos e médias em altas latitudes. Fogt et al. (2009) e Bandoro et al. (2014) expõem que durante SAM positivo o ozônio sobre a região polar é diminuído e o vórtice polar intensificado, concordando com o resultado encontrado nesse estudo.

Figura 47 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.

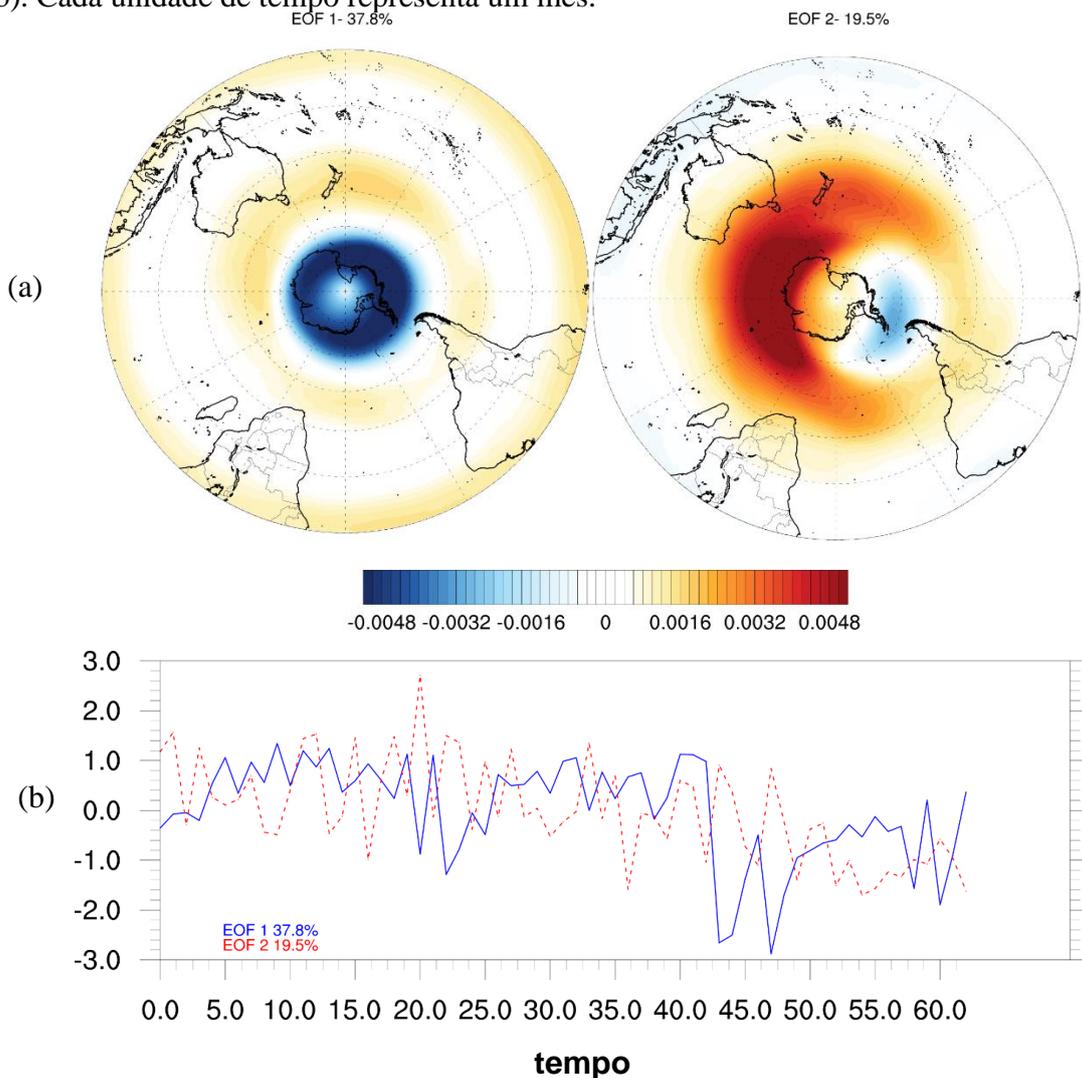


Fonte: Elaborado pelo autor.

Já em EOF2 (figura 47, painel superior, esquerda), os valores positivos e negativos ganham maior intensidade, consequência da aceleração da CBD por essa fase do SAM (LI et al., 2010). Importante também observar que os valores positivos estão menos presentes em altas latitudes, quando comparada a análise climatológica, pois o vórtice polar é mais intenso durante a ação do SAM positivo (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014).

A análise de EOF1 e EOF2 para SON está exposta na figura 48. EOF1 (figura 48, painel superior, direita) (37,8% da variância) apresenta aumento nos autovetores positivos em médias e baixas latitudes. O aumento em baixas latitudes é mais intenso sobre o oceano Pacífico. Esse padrão pode estar ligado a aceleração da CBD causado pela fase positiva do SAM, que aumenta o transporte de ozônio de baixas latitudes (LI et al., 2010).

Figura 48 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação da fase positiva do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nos autovalores de EOF2 (figura 48, painel superior, esquerda) (19,5% da variância), os padrões parecem estar rotacionados em sentido horário, quando comparada a análise climatológica (figura 26). O “croissant” de valores positivos em altas e médias latitudes agora apresenta-se deslocado para oeste, assim como uma pequena região de valores negativos nas proximidades do continente Antártico. Há diminuição dos valores positivos em médias e baixas latitudes, principalmente sobre a região do continente sul americano. Esses padrões são mais zonalmente assimétricos que os observados na análise climatológica pois durante a atuação dessa fase do SAM o vórtice polar é mais intenso, o que inibe uma maior distribuição zonal de O<sub>3</sub> (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014).

#### **4.6 Análises da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase negativa**

##### **4.6.1 Análises trimestrais da Coluna Total de Ozônio sobre o hemisfério Sul - Médias e Anomalias**

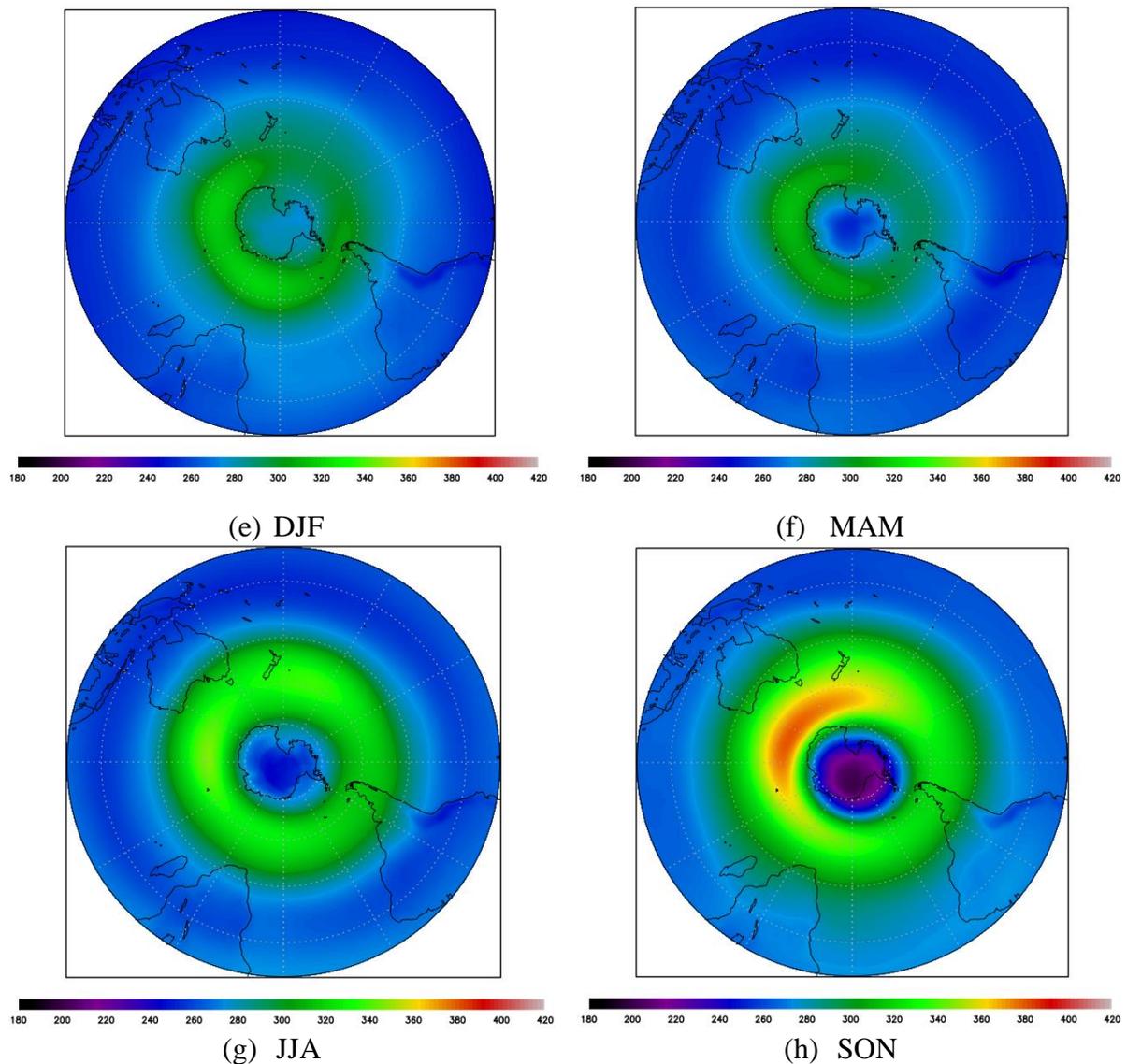
Os valores médios de CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade SAM em fase negativa estão representados na figura 49. Todos os trimestres apresentam padrão de distribuição do ozônio similar ao obtido na média climatológica, apresentando apenas algumas pequenas diferenças nos valores médios.

Na faixa de 0 a 30°S os valores médios mensais variam entre 254,5UD (fevereiro), valor mínimo, e 276,5UD (setembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (258,5UD); MAM (255,7UD); JJA (262,4UD) e SON (274,0UD). A média entre os quatro trimestres é 262,6UD.

Para a faixa de 30°S a 60°S os valores médios mensais variam entre 279,5UD (março), valor mínimo, e 340,3UD (setembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (293,0UD); MAM (286,0UD); JJA (319,0UD) e SON (334,5UD). A média entre os quatro trimestres é 308,1UD.

No intervalo de 60°S a 90°S os valores médios mensais variam entre 221,0UD (setembro), valor mínimo, e 298,7UD (dezembro), valor máximo. Os valores médios trimestrais são: DJF (287,1UD); MAM (273,7UD); JJA (272,1UD) e SON (245,6UD). A média entre os quatro trimestres é 269,6UD. A média para toda área do hemisfério sul, entre todos os trimestres, é de 280,1UD.

Figura 49 - Análise climatológica trimestral da CTO média sobre o hemisfério sul quando há ação da fase negativa do SAM, representada em projeção polar. Valores em unidades Dobson (UD).

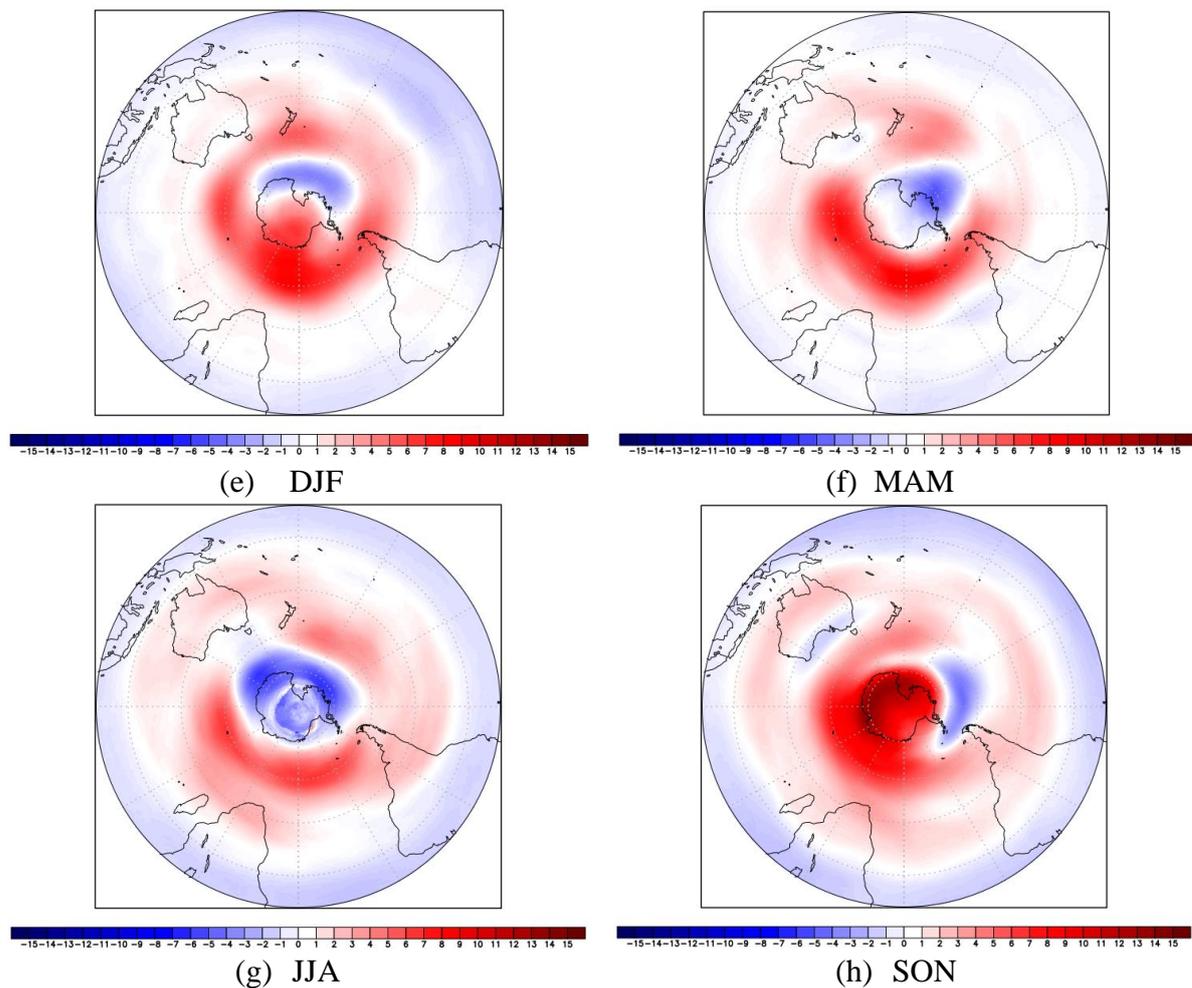


Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise das anomalias na figura 50 permite um detalhamento mais aprofundado no estudo das alterações provocadas pela ação da fase negativa do modo de variabilidade SAM.

Em todos os trimestres é constatada a presença de anomalias negativas de pequenos valores em baixas latitudes, próximas à linha equatorial, e anomalias positivas de valores elevados (até +12,0) em médias e altas latitudes, circundando a Antártida e por vezes o próprio continente (DJF). Há também alguns pontos em altas latitudes que apresentam anomalias de valores negativos expressivos (até -6,0), as quais surgem principalmente sobre a costa do continente Antártico voltado para o oceano Pacífico, mas que podem encobrir todo o continente (JJA).

Figura 50 - Análise trimestral da anomalia de CTO sobre o hemisfério sul quando há ação da fase negativa do SAM, representada em projeção polar.

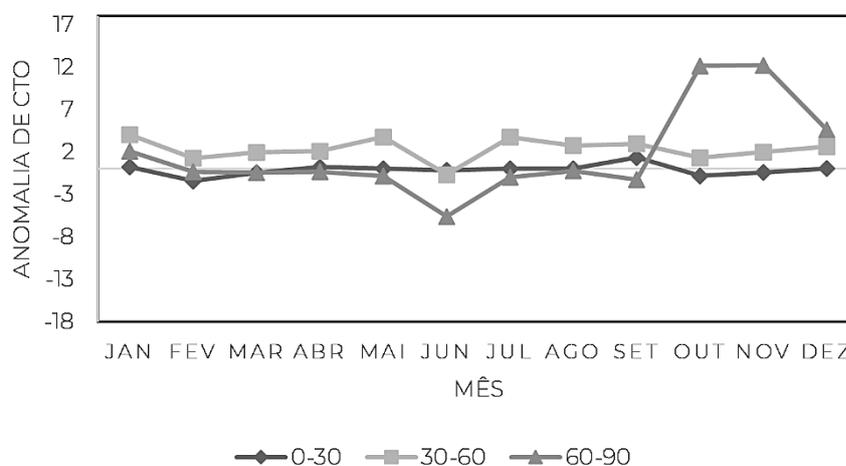


Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o SAM negativo é observado um padrão de anomalias inverso ao observado para o SAM positivo. A pressão na região polar apresenta anomalias positivas e, portanto, há diminuição na altura da troposfera e aumento nos valores da CTO. Isso explica a predominância de anomalias positivas nos quatro trimestres (THOMPSON; WALLACE; 2000). Como observado anteriormente, é verificado para todos os trimestres que as anomalias de ozônio não são zonalmente simétricas, apresentando algumas regiões de valores negativos não esperadas como resultado da ação do SAM, tendo como possível explicação a influência de outras variáveis nos dados da amostra utilizada no estudo, como concluíram Thompson e Wallace (2000).

A figura 51 exibe a variação média mensal das anomalias de CTO por faixas de latitude.

Figura 51 - Médias mensais da anomalia de CTO quando há ação da fase negativa do SAM nos intervalos de latitude de 0 a 30°S, 30°S a 60°S, e 60°S a 90°S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os valores médios de todos os meses para a faixa de latitude de 0 a 30°S são muito pequenos. Os números variam entre o menor valor registrado, -1,4, em fevereiro, e +1,3, em setembro. Os valores médios para os trimestres são: DJF (-0,4); MAM (-0,1); JJA (-0,1) e SON (aprox. 0). A média para todos os meses é -0,1. Apesar do predomínio de anomalias negativas seus valores são muito pequenos, indicando pouca ação, porém existente, da fase negativa do SAM sobre a CTO de baixas latitudes.

Todos os valores médios mensais são positivos para a faixa de latitude de 30°S a 60°S, exceto pelo mês de junho (-0,7), menor valor registrado. O maior valor ocorre no mês de janeiro (+4,0). Os valores médios para os trimestres são: DJF (+2,6); MAM (+2,6); JJA (+1,9) e SON (+2,1). A média para todos os meses é +2,3.

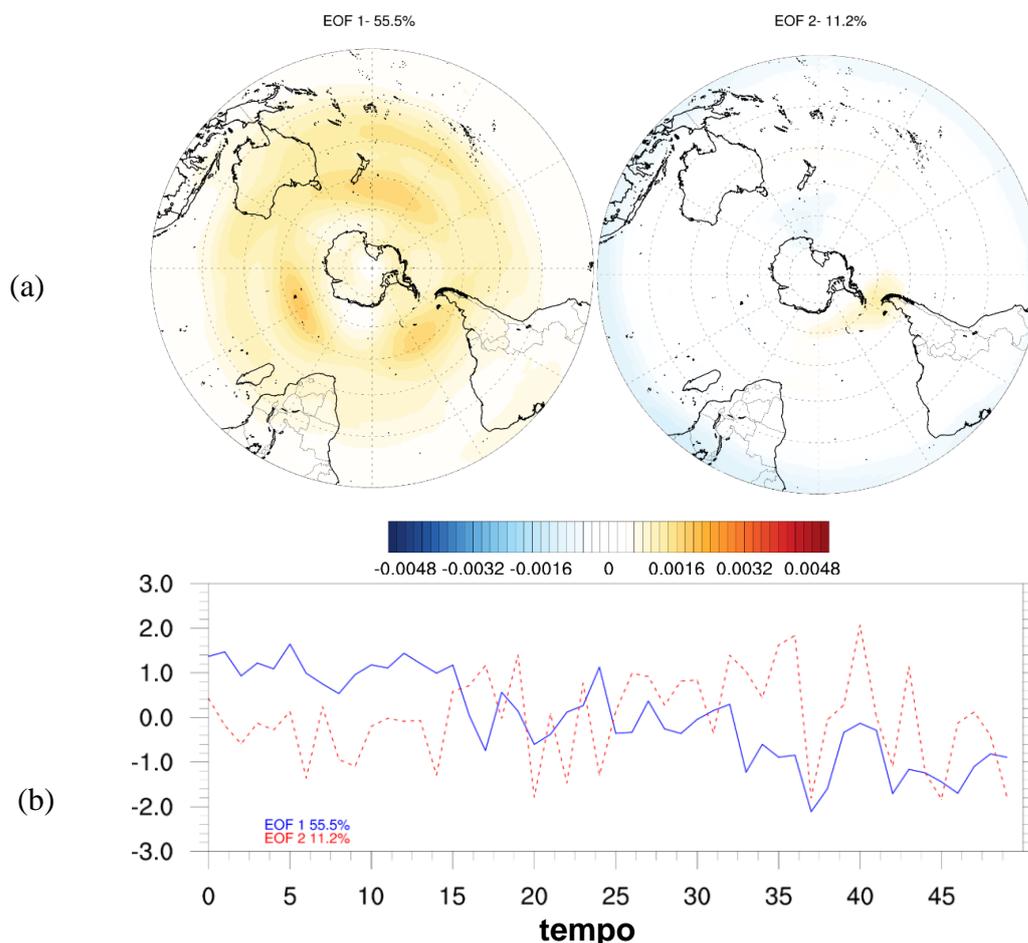
A faixa de latitude de 60°S a 90°S quando sob ação da fase negativa do SAM se comporta de forma similar, porém inversa, a quando sob ação da fase positiva. Durante todo ano os valores médios mensais de anomalias sofrem pouca variação, com exceção dos meses da primavera austral, que apresentam um aumento expressivo nos valores. O menor médio valor ocorre no mês de junho (-5,6) e o maior ocorre em novembro (+12,2). A ação do SAM em fase negativa enfraquece o vórtice polar sul, assim ele bloqueará com menos eficiência a entrada de ozônio provindos de baixas latitudes em altas latitudes. Além disso, em seu interior haverá maiores temperaturas, tornando as condições no interior do vórtice menos propícias a depleção de ozônio (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014). Assim, temos uma breve explicação dos acentuados valores positivos em SON. Os valores médios para os trimestres são: DJF (+2,1); MAM (-0,5); JJA (-2,3) e SON (+7,7). A média para todos os meses é +1,7.

#### 4.6.2 Análise trimestral dos principais padrões de variabilidade da CTO sobre o hemisfério Sul quando há ação do modo de variabilidade La Niña SAM em fase negativa

Para essa sessão, quando os autovetores são positivos (negativos) e os autovalores também são positivos, há aumento (diminuição) nos valores da CTO (XIE et al., 2014). O oposto é válido. A análise foi aplicada aos conjuntos de meses pertencentes a cada trimestre (DJF, MAM, JJA e SON), e que estão dentro do período de 41 anos (1980 a 2020) que abrange o estudo, em que havia ação da fase negativa do SAM. São analisados nesse estudo apenas os dois primeiros modos.

A análise para DJF está exposta na figura 52. Em relação aos autovetores de EOF1 (figura 52, painel superior, esquerda) (55,5% da variância) não há muitas mudanças em relação ao padrão de distribuição dos valores exceto pelos ligeiros aumentos desses valores quando comparados a análise climatológica (figura 23, painel superior).

Figura 52 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre DJF com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.

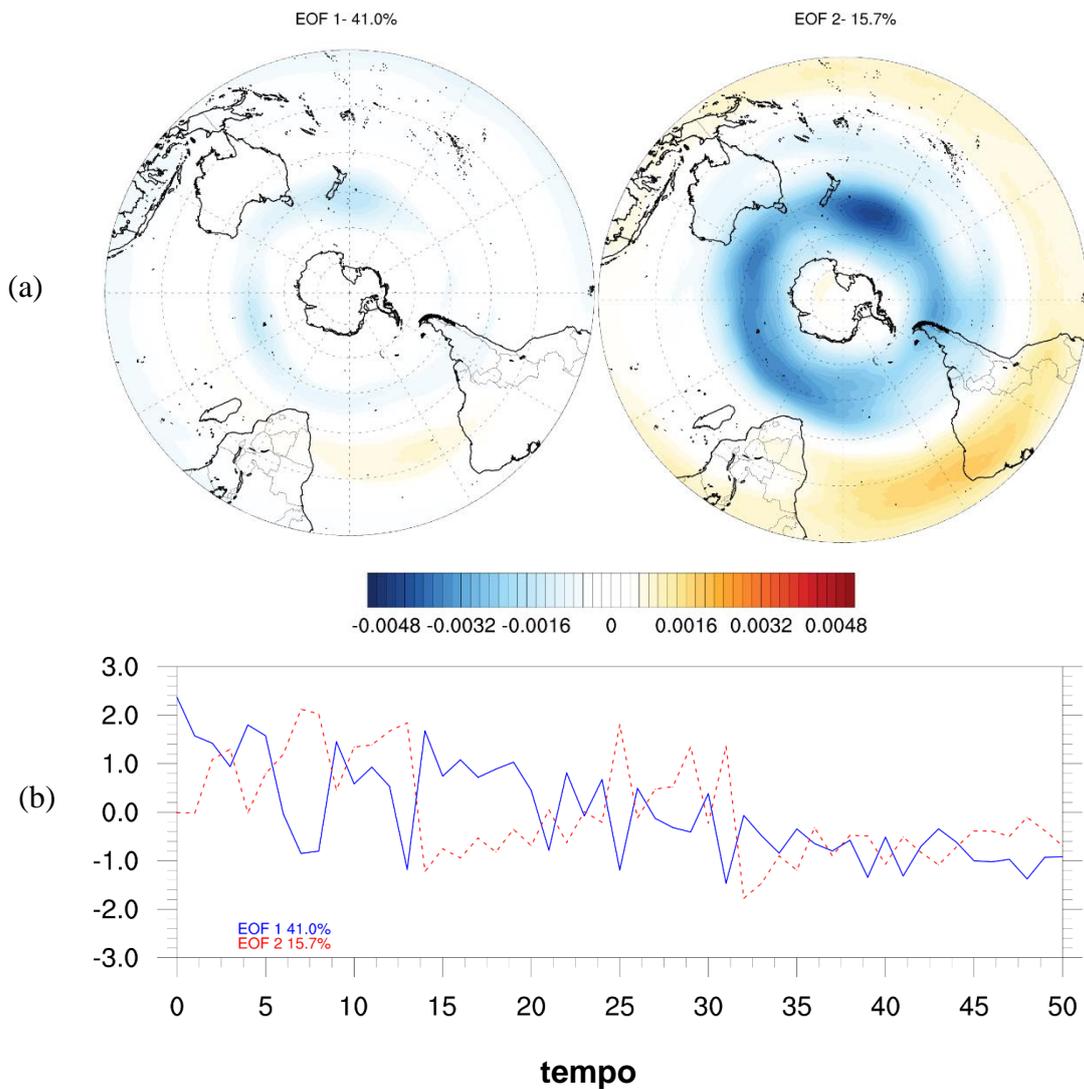


Fonte: Elaborado pelo autor.

Para EOF2 (figura 52, painel superior, direita) (11,2% da variância) as mudanças nos padrões apresentados são significativas. Diferente da EOF2 climatológica desse trimestre (figura 23, painel superior, direita), não vemos aqui valores positivos ao longo das baixas latitudes. Apenas uma pequena região de valores positivos sobre o oceano entre a Antártica e o continente Sul Americano e valores negativos ao longo da faixa equatorial, um padrão inverso ao observado para a fase positiva.

Em MAM, os autovetores (figura 53, painel superior) apresentam padrões similares ao observados na análise climatológica (figura 24, painel superior) (11,2% da variância).

Figura 53 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre MAM com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.

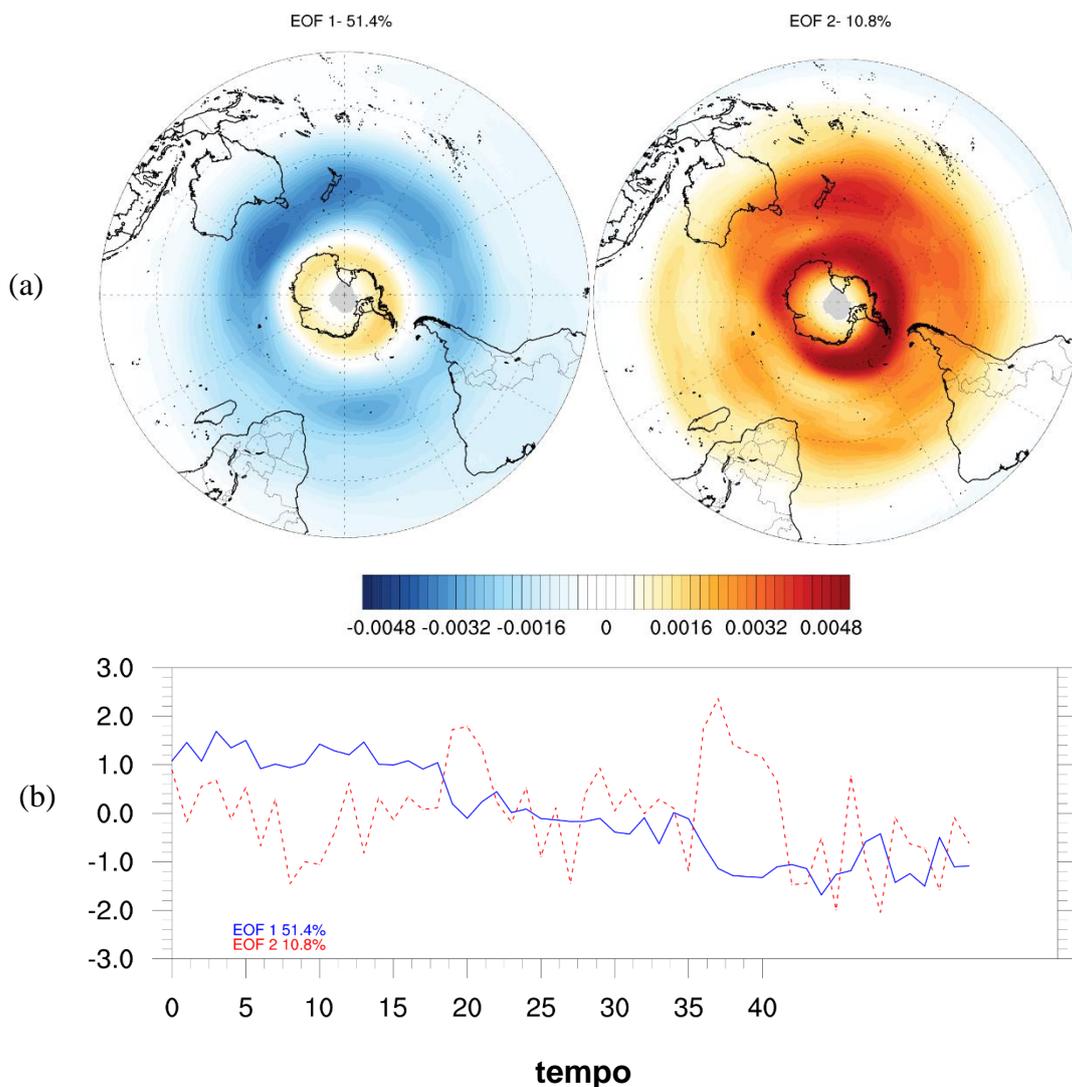


Fonte: Elaborado pelo autor.

A diferença aqui é que o EOF1 (figura 53, painel superior, esquerda) (41,0% da variância) apresenta valores menores, tanto positivos quanto negativos, enquanto a EOF2 (figura 53, painel superior, direita) (15,7% da variância) apresenta aumento no módulo dos valores positivos e negativos. Podemos entender que essa fase mantém os dois padrões analisados anteriormente (ver figura 24) apenas alterando suas intensidades e que o segundo padrão é aquele mais ligado aos padrões atmosféricos do SAM, apresentando-se mais intensos na análise EOF quando isolados os períodos de atuação dessa fase.

A análise de EOF1 e EOF2 para JJA está exposta na figura 54.

Figura 54 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre JJA com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As configurações exibidas na EOF1 (figura 54, painel superior, esquerda) (51,4% da variância) são semelhantes as obtidas na EOF1 da análise climatológica (figura 25, painel superior), mas as exibidas em EOF2 (figura 54, painel superior, direita) (10,8% da variância), não. EOF1 apresenta valores negativos em médias e baixas latitudes, com valores menores que aqueles registrados na EOF1 climatológica (figura 25). Os valores positivos, sobre altas latitudes, mostram acréscimo de valores.

As principais diferenças na EOF2 é a ausência de valores negativos em baixas latitudes e alterações na distribuição dos valores positivos em médias e altas latitudes. Antes com valores positivos mais homogêneos desde as latitudes mais ao sul na faixa das baixas latitudes até as latitudes mais ao norte na faixa das altas latitudes, agora esses são bem maiores sobre os limites entre as altas e médias latitudes e menores nas latitudes mais ao norte da faixa das médias latitudes. Possivelmente isso é produto do enfraquecimento do vórtice polar sul pela fase negativa do SAM que permite o ozônio ser transportado para latitudes ainda maiores (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014)

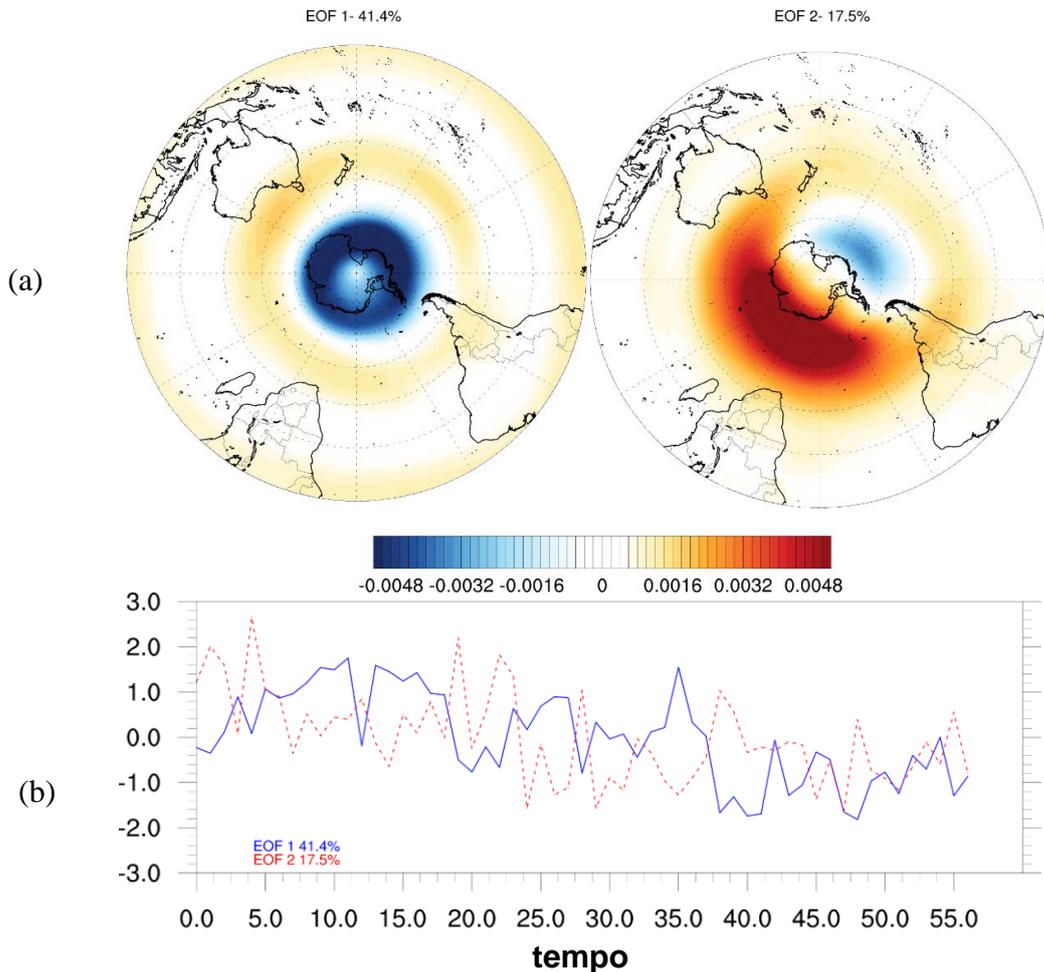
A análise de EOF1 e EOF2 para SON está exposta na figura 55. Os padrões dos autovetores de ambas EOFs (figura 55, painel superior) se assemelham com os observados na análise climatológica (figura 26, painel superior).

As discrepâncias de EOF1 (figura 55, painel superior, direita) (41,4% da variância) estão nos valores positivos encontrados sobre médias e altas latitudes, os quais apresentam aumento, enquanto aqueles localizados em baixas latitudes são reduzidos, principalmente aqueles sobre o oceano Pacífico. O aumento sobre a região polar concorda com estudos prévios os quais apontam que durante a fase negativa as concentrações desse gás sofrem acréscimo nessa região (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014).

Em EOF2 os padrões parecem estar rotacionado em sentido anti-horário. Os valores positivos em altas e médias latitudes (figura 55, painel superior, esquerda) (17,5% da variância), na análise climatológica localizados sobre a região do “croissant”, agora apresentam-se deslocados mais para leste, assim como uma pequena região de valores negativos nas proximidades do continente Antártico.

Há diminuição dos valores positivos em médias e baixas latitudes, principalmente sobre a região do oceano Pacífico. A fase negativa do SAM enfraquece o vórtice polar sul (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014), por consequência há enfraquecimento da CBD, o que pode ser a causa da diminuição dos valores positivos, pois o transporte de ozônio para a região polar, onde há maior depleção, é facilitado (GERBER, 2012).

Figura 55 - Primeiro e segundo modo da análise EOF para os meses do trimestre SON com ação da fase negativa do SAM entre 1980 a 2020. Autovetores exibidos em (a) e autovalores em (b). Cada unidade de tempo representa um mês.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 4.7 Comparação dos valores médios trimestrais da CTO sobre o hemisfério sul quando sob influência de SAM em fase positiva e negativa

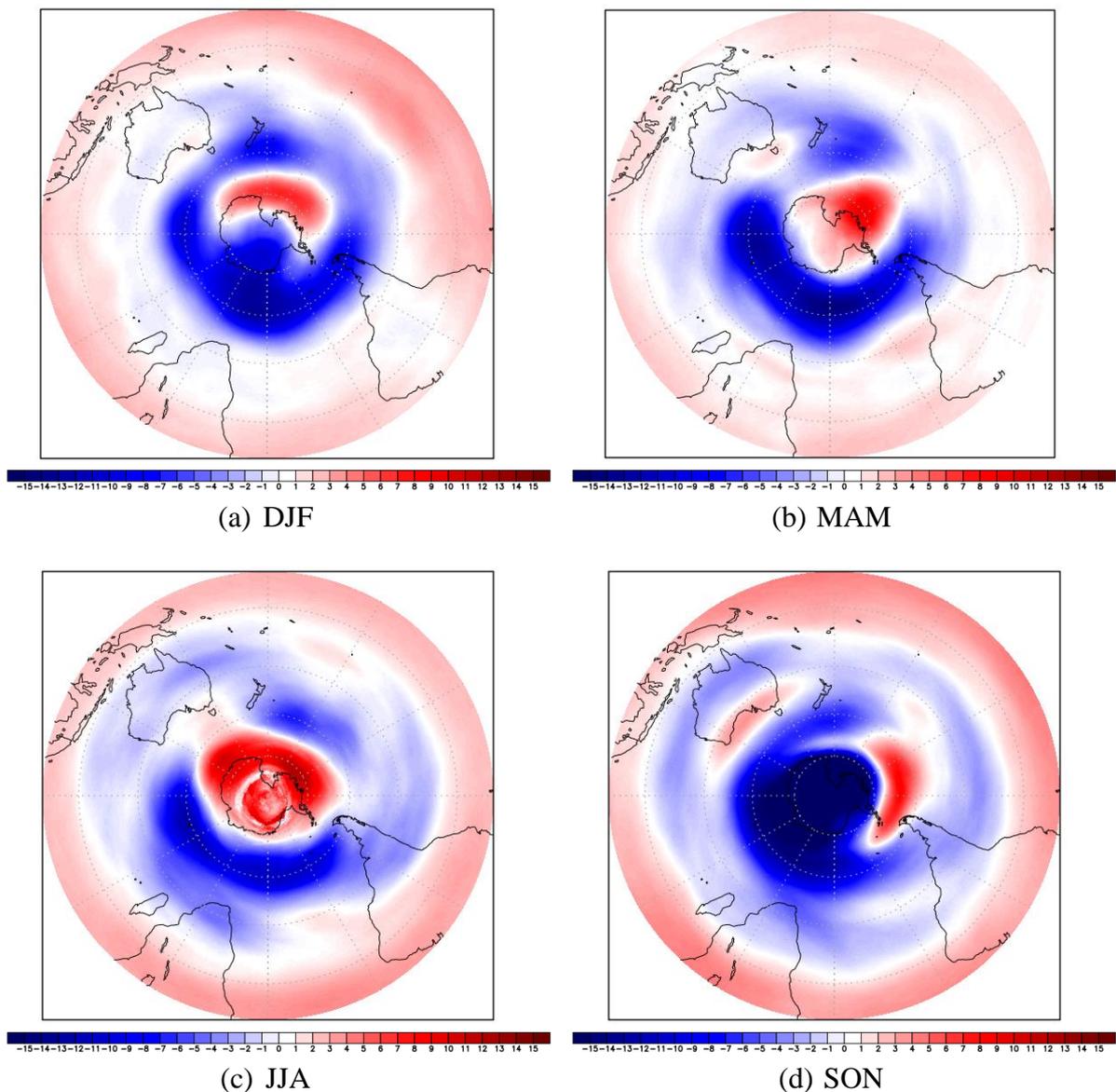
A figura 56 exibe a subtração dos valores médios trimestrais da CTO, sobre o hemisfério sul, quando sob influência da fase negativa do modo de variabilidade SAM dos valores de CTO obtidos quando sob ação da fase positiva do mesmo modo.

Quando os valores médios de CTO obtidos para fase positiva são maiores que os obtidos para fase negativa, o resultado da subtração é positivo, representado na figura 56 em tons de vermelho. Quando os valores para fase negativa são maiores, o resultado é negativo, representado em tons de azul.

Em uma visão geral da figura 56, há características predominantes entre os quatro trimestres. Nas latitudes mais próximas ao equador os valores de CTO são, geralmente, maiores

quando há ação da fase positiva do SAM. Nas latitudes mais ao sul da faixa de 0 a 30°S e nas latitudes médias, de 30°S a 60°S, majoritariamente os valores são maiores quando há ação da fase negativa do SAM, exceto em algumas regiões próximas ao limite sul da faixa das latitudes médias, que se expande para quase toda latitude alta em JJA (figura 56c), que apresentam maiores valores para períodos com ação da fase positiva. Em altas latitudes, o SAM em fase positiva possui valores superiores em quase toda área dessa faixa de latitudes nos trimestres MAM (figura 56b) e JJA (figura 56c), o SAM negativo domina em SON (figura 56d) e há grande dualidade em DJF (figura 56a).

Figura 56 - Valores médios da CTO quando há ação de SAM em fase negativa subtraídos dos valores médios quando há ação de SAM em fase positiva.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em DJF (figura 56a), a média da faixa das baixas latitudes é +0,7, chegando a até +3,5 em áreas próximas a linha do equador e -2,5 no limite sul. Em médias latitudes os valores variam entre -12,8 e +3,8, média para área de -4,4. Grandes áreas de valores positivos e negativos encobrem as altas latitudes, porém os valores negativos predominam gerando uma média para a área da faixa de latitudes de -3,5.

Os valores positivos observados nas baixas latitudes em DJF (figura 56a) diminuem de valor em MAM (figura 56b), a média para a faixa é +0,1. Os valores chegam a até +2,0 em regiões próximas à linha do equador. Esse trimestre é o que apresenta a maior área total de valores muito próximos, distribuídas principalmente sobre as baixas latitudes. A área de valores negativos sobre médias latitudes diminui de tamanho e a área de anomalias positivas sobre os limites entre as faixas de médias e altas latitudes avança sobre o continente Antártico. A média para a faixa das médias latitudes é -4,7, com valores variando entre -14,2 e +5,9. Para altas latitudes, a média é +1,0, com valores variando entre -11,5 e +8,8.

Observando as baixas latitudes em JJA (figura 56c) identificamos aumento dos valores positivos em relação ao trimestre anterior, atingindo até +3,6 em algumas áreas próximas ao equador. A área de valores negativos nas médias latitudes se expande, avançando para menores latitudes. Dentro da faixa de baixas latitudes é possível encontrar valores de até -4,7 em regiões próximas a 30°S.

Valores negativos ainda dominam as médias latitudes, a média de valores para essa faixa é -3,5, indicando que os valores de CTO são superiores quando há La Niña. Nos limites sul da faixa há presença de valores positivos, que agora dominam quase toda faixa de altas latitude. O valor médio para a área de 60°S a 90°S é +4,6.

No trimestre seguinte, SON (figura 56d), os valores positivos em baixas latitudes atinge seus valores mais altos entre todos os trimestres, até +3,9 em locais próximos a linha equatorial. Os valores negativos ainda predominam a maior parte das latitudes médias e a região mais ao sul dentro da faixa das médias latitudes. A média de valores para a área das médias latitudes é -3,9. Em altas latitudes predominam valores negativos, os menores registrados entre todos os trimestres, registrando até -29,5 em regiões sobre o continente Antártico. Isso significa que os valores de CTO são muito maiores para essas latitudes quando há SAM em fase negativa, comparado há períodos de fase positiva. A área de valores positivos que está presente próxima a Antártica nos quatro trimestres é deslocada para a região sobre o oceano entre o continente sul Americano e o continente Antártico. A fase negativa do SAM enfraquece o vórtice polar sul (FOGT et al., 2009; BANDORO et al., 2014) permitindo uma maior entrada de conteúdos de

ozônio em latitudes polares nos meses de primavera, isso explicaria os grandes valores negativos presentes sobre a Antártica na figura 56d.

## 5 CONCLUSÕES

A análise apresentada nesse estudo utiliza uma atual e robusta série de dados, o que resultou em uma análise climatológica consistente e confiável. Os padrões de comportamento trimestral climatológico da CTO concordam com os resultados de estudos prévios. As análises estatísticas mostram que em DJF, MAM e JJA o modo de maior influência sobre a CTO é o SAM, com ação concentrada principalmente em latitudes extratropicais. O segundo padrão de maior influência é o transporte de ozônio pela CBD. SON é o trimestre que apresenta os padrões mais discrepantes, no primeiro modo temos o padrão de “croissant” atuando em médias e altas latitudes enquanto o segundo padrão mostra a atuação do vórtice polar sobre as concentrações de O<sub>3</sub>.

As anomalias obtidas para toda área do hemisfério sul quando há ação dos modos de variabilidade ENOS e SAM são um dos principais resultados obtidos nesse estudo pois resultaram em uma visão ampla da ação desses modos na concentração de ozônio. Para períodos em que há ação de El Niño o transporte acentuado da CBD causa anomalias positivas em maiores latitudes e negativas em baixas latitudes. Nos trimestres DJF e MAM os valores abrangem altas e médias latitudes, mas em JJA e SON as anomalias positivas ficam mais contidas em altas latitudes, alcançando as médias latitudes apenas ao sul do oceano Pacífico. É também nesses dois últimos trimestres em que surgem anomalias positivas nas proximidades da linha equatorial, que podem estar ligadas a alterações nos grandes ciclones gerados no planalto tibetano e pela convecção sobre o sudeste da Ásia. Análises estatísticas indicam que o SAM domina DJF e MAM, assim como é o modo mais atuante em JJA, sendo o segundo o transporte de ozônio pela CBD. Em SON o primeiro modo é o vórtice polar e o segundo, o “croissant” de ozônio.

Em períodos de La Niña a ação sobre a CBD é inversa, assim como os padrões de anomalias observados. Em DJF, MAM e JJA as anomalias negativas se estendem desde as altas até médias latitudes, e ficam contidas em altas latitudes em SON. As anomalias próximas a faixa equatorial ressurgem apenas em SON e com sinais negativos. Assim como para o El Niño, essas anomalias merecem um estudo dedicado. A análise estatística mostra que os padrões dominantes são os mesmos encontrados para a fase quente.

No estudo para ação da fase positiva do SAM, concordando com estudos prévios e com o comportamento teórico do SAM, é observado predomínio de anomalias negativas em altas e

médias latitudes. No entanto, áreas reduzidas com anomalias de sinal oposto surgem sobre e nas redondezas do continente Antártico nos quatro trimestres. Suposições quanto suas origens podem ser feitas, no entanto, para um resposta definitiva, são necessários estudos voltados especialmente para essa questão. Os estudos estatísticos mostram que os principais padrões dominantes de variabilidade são os mesmos observados para a análise climatológica. Durante a fase negativa são observados padrões inversos.

As análises estatísticas mostram uma tendência de aumento da frequência de SAM em fase positiva, concordando com estudos prévios. Há também uma tendência de aumento na concentração média da CTO dentro do vórtice polar nos meses da primavera, o que pode estar ligado ao aumento da frequência de ENOS intensos em fase quente ao longo do período estudado, tornando o vórtice polar mais fraco. O aumento da frequência de SAM em fase positiva e El Niños estão ligados às mudanças climáticas provocadas pela ação antropogênica dentro do período estudado. Um dos principais resultados obtidos no presente estudo é a indicação de mudanças na distribuição e concentração de O<sub>3</sub> que condizem com as alterações esperadas por essas mudanças. Dada a importância do ozônio no balanço energético da atmosfera é importante compreender sua relação com as mudanças climáticas, sendo esse o objetivo de futuros estudos.

São recomendados também para estudos futuros a execução de análises similares às aplicadas nesse estudo, no entanto, distinguindo os eventos ENOS por grau de intensidade, e um estudo para compreender a não uniformidade das anomalias de CTO provocadas pelas fases do SAM sobre o as médias e altas latitudes.

## REFERÊNCIAS

- ABALOS, Marta et al. Evaluating the advective Brewer-Dobson circulation in three reanalyses for the period 1979-2012. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 15, p. 7534-7554, 2015.
- ABALOS, Marta et al. New insights on the impact of ozone-depleting substances on the Brewer-Dobson circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 5, p. 2435-2451, 2019.
- ALBERS, John R. et al. Mechanisms governing interannual variability of stratosphere-to-troposphere ozone transport. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 1, p. 234-260, 2018.
- ANDRÉ, I. R. N.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. “Análise do comportamento do ozônio estratosférico na América do Sul e vizinhanças utilizando-se imagens do satélite NIMBUS7/TOMS”. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11. 2003. Belo Horizonte - MG. Anais... Belo Horizonte - MG, 2003
- ANGELL, J.K., KORSHOVER, J., Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height. *J. Atmos. Sci.* 21, p. 479-492, 1964.
- APPENZELER, C.; HOLTON, J. R.; ROSENLOF, K. H. Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and O<sub>3</sub>. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 15071-15078, 1996.
- ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A.; KAROLY, D. J. Future climate change in the southern hemisphere: Competing effects of ozone and greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. L02701, p. 6 p., Jan. 2011
- ASHOK, K. AND YAMAGATA, T.: The El Niño with a difference, *Nature*, 461, 481-484, 2009.
- ASHOK, K., S. BEHERA, A. S. RAO, H. Y. WENG, AND T. YAMAGATA (2007), El Niño Modoki and its teleconnection, *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798
- ATKINSON, R. J., W. A. MATTHEWS, P. A. NEWMAN, AND R. A. PLUMB, Evidence of mid-latitude impact of Antarctic ozone depletion, *Nature*, 340, 290-294, 1989
- BAIRD, C. E., CANN, M. *Environmental Chemistry*, 3rd edn, W.H. Freeman and Company, New York. 2005.
- BALDWIN, M. P., GRAY, L. J., DUNKERTON, T. J., HAMILTON, K., HAYNES, P. H., RANDEL, W. J., HOLTON, J. R., ALEXANDER, M. J., HIROTA, I., HORINOUCI, T., JONES, D. B. A., KENNERSLEY, J. S., MARQUARDT, C., SATO, K., AND TAKAHASHI, M. The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, 39, 179-229, 2001.
- BALDWIN, M.P., AND D. O'SULLIVAN, Stratospheric effects of ENSO-related tropospheric circulation anomalies, *J. Clim.*, 4, 649-667, 1995.
- BALDWIN, M.P., AND T. J. DUNKERTON, Quasi-biennial oscillation above 10 mbar, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1205-1208, 1991.

- BALDWIN, Mark P.; O'SULLIVAN, Donal. Stratospheric effects of ENSO-related tropospheric circulation anomalies. **Journal of climate**, v. 8, n. 4, p. 649-667, 1995.
- BANDORO, J.; SOLOMON, S.; DONOHOE, A.; THOMPSON, D.W.J.; SANTER, B.D. Influences of the Antarctic ozone hole on Southern Hemispheric summer climate change. **Journal of Climate**, v. 27, n. 16, p. 6245-6264, 2014.
- BATES, D. R.; NICOLET, M. Atmospheric hydrogen. *Publ. Astron. Soc. Pac.*, v. 62, p. 106-110, 1950.
- BELL, C. J., L. J. GRAY, A. J. CHARLTON-PEREZ, M. M. JOSHI, AND A. A. SCAIFE, 2009: Stratospheric communication of El Niño tele-connections to European winter. *J. Climate*, 22, 4083-4096, doi:10.1175/2009JCLI2717.1.
- BELMONT, A.D., AND D. G. DARTT, Variation with longitude of the quasi-biennial oscillation, *Mon. Weather Rev.*, 96, 767-777, 1968.
- BENITO-BARCA, Samuel; CALVO, Natalia; ABALOS, Marta. Impact of ENSO on stratospheric ozone. In: EGU General Assembly Conference Abstracts. 2021
- BERTAGNOLLI, C.; POSSANI, G.; PINHEIRO, D. K.; FERREIRA, N. J.; SCHUCH, N. J. “Observação de Perturbações do Buraco de Ozônio Antártico na Região Central do Rio Grande do Sul no Ano de 2000 através de Ondeletas”. CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E TECNOLOGIA EM ENGENHARIA, 21. 2006. Ijuí-RS. Anais...Ijuí-RS, 2006.
- BETTS A.K.; GATTI L.V.; CORDOVA A.M.; DIAS M.A.F.S.;FUENTES J. Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. *Journal of Geophysical Research*. v.107, p.6. 2000.
- BIASTOCH, Arne et al. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, v. 462, n. 7272, p. 495-498, 2009.
- BIRNER, T.; BÖNISCH, H. Residual circulation trajectories and transit times into the extratropical lowermost stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 11, n. 2, p. 817-827, 2011.
- BITTENCOURT, Gabriela Dornelles et al. A major event of Antarctic ozone hole influence in southern Brazil in October 2016: an analysis of tropospheric and stratospheric dynamics. In: *Annales Geophysicae*. Copernicus GmbH, 2018. p. 415-424.
- BITTENCOURT, Gabriela Dornelles et al. Investigation of the behavior of the atmospheric dynamics during occurrences of the ozone hole's secondary effect in southern Brazil. In: *Annales Geophysicae*. Copernicus GmbH, 2019. p. 1049-1061.
- BITHELL, M.; VAUGHAN, G.; GRAY, J. J. Persistence of stratospheric ozone layers in the troposphere. *Atmospheric Environment*, v. 34, n. 16, p. 2563-2570, 2000.
- BOJKOV, R. D., 1987: The 1983 and 1985 anomalies in ozone distribution in perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2187-2201, doi:10.1175/1520-0493(1987)115,2187:TAAIOD.2.0.CO;2.

- BOJKOV, R.D.; BISHOP, L.; FIOLETOV, V. E. Total ozone trends from quality- controlled ground based data (1964-1994). *Journal of Geophysical Research*, v.100, n.12, p.25867-25876. 1995.
- BORNMAN, Janet F. et al. Solar ultraviolet radiation and ozone depletion-driven climate change: effects on terrestrial ecosystems. *Photochemical & Photobiological Sciences*, v. 14, n. 1, p. 88-107, 2015.
- BOWMAN, K. P. Large-scale isentropic mixing properties of the Antarctic polar vortex from analyzed winds. *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 23013-23027, 1993.
- BOWMAN, K. P., Global patterns of the quasi-biennial oscillation in total ozone, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3328-3343, 1989.
- BOWMAN, K.P. Evolution of the total ozone field during the breakdown of the Antarctic circumpolar vortex, *Journal of Geophysical Research*, v.95, n.10, p.16529-16543, 1990.
- BRASSEUR, G.; SOLOMON, S. *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, 2nd ed., D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- BRESCIANI, Caroline et al. Report of a large depletion in the ozone layer over southern Brazil and Uruguay by using multi-instrumental data. In: *Annales Geophysicae*. Copernicus GmbH, 2018. p. 405-413.
- BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v.75, p. 351- 363, 1949.
- BRINKSMA, E. J.; MEIJER, Y. J.; CONNOR, B. J.; MANNEY, G. L.; BERGWERFF, J. B.; BODEKER, G. E.; BOYD, I. S.; LILEY, J. B.; HOGERVORST, W.; HOVENIER, J. W.; LIVESEY, N. J.; SWART, D. P. J. Analysis of record-low ozone values during the 1997 winter over Lauder, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, v. 25, n. 15, p. 2785-2788, 1998.,
- BUKIN, O. A. et al. Effect that jet streams have on the vertical ozone distribution and characteristics of tropopause inversion layer. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, v. 47, n. 5, p. 610-618, 2011.
- BUTCHART, N. The Brewer-Dobson circulation. *Reviews of geophysics* 52(2), 157-184 (2014).
- CAGNAZZO, C., AND E. MANZINI, 2009: Impact of the stratosphere on the winter tropospheric teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European region. *J. Climate*, 22, 1223- 1238, doi:10.1175/2008JCLI2549.1.
- CAGNAZZO, Chiara et al. Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 9, n. 22, p. 8935-8948, 2009.
- CAI, W. J. AND COWAN, T.: La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12805, doi:10.1029/2009GL037885, 2009.
- CAI, W.; SULLIVAN, A.; COWAN, T. Interactions of enso, the iod, and the sam in cmip3 models. *Journal of Climate*, v. 24, n. 6, p. 1688-1704, Mar. 2011.

- CAI, WENJU; COWAN, TIM. Trends in Southern Hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1950-99: Ozone depletion versus greenhouse forcing. *Journal of Climate*, v. 20, n. 4, p. 681-693, 2007.
- CAI, WENJU; WATTERSON, IAN G. Modes of interannual variability of the Southern Hemisphere circulation simulated by the CSIRO climate model. ***Journal of Climate***, v. 15, n. 10, p. 1159-1174, 2002.
- CALVO, N., POLVANI, L. M. & SOLOMON, S. On the surface impact of Arctic stratospheric ozone extremes. *Environmental research letters* 10(9), 094003 (2015).
- CALVO, N., R. R. GARCIA, W. J. RANDEL, AND D. R. MARSH, 2010. Dynamical mechanism for the increase in tropical upwelling in the lowermost tropical stratosphere during warm ENSO events. ***Journal of the Atmospheric Sciences***, v. 67, n. 7, p. 2331-2340, 2010.
- CALVO-FERNANDEZ, N., GARCIA-HERRERA, R., GALLEGO-PUYOL, D., HERNANDEZ-MARTIN, E., GARCIA, R. R., GIMENO-PRESA, L., AND RIBERA-RODRIGUEZ, P.: Analysis of the ENSO Signal in Tropospheric and Stratospheric Temperatures Observed by MSU, 1979-2000, *J. Clim.*, 17, 3934-3946, 2004.
- CAMP, C. D., AND K.-K. TUNG (2007), Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04809, doi:10.1029/2006GL028521.
- CANZIANI, P. O. et al. A study of impacts of tropospheric synoptic processes on the genesis and evolution of extreme total ozone anomalies over southern south america. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, v. 107, n. D24, p. 2-25, 2002.
- CARLSON, T. N. *Mid-Latitude Weather Systems*. Boston: American Meteorological Society, 1998. 593 p.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. *Journal of Climate*, v. 18, p. 702-718, 2005.
- CHANDRA, S., J. R. ZIEMKE, W. MIN, AND W. G. READ, 1998: Effects of 1997-1998 El Niño on tropospheric ozone and water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3867-3870, doi:10.1029/98GL02695
- CHANDRA, S.; MCPETERS, R. D. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 99, n. D10, p. 20665-20671, 1994.
- CHAPMAN, S. A Theory of Upper-Atmospheric Ozone. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 103-25, 1930.
- CHEN, YUE-JUAN; BI, DAO-HUA. A Numerical Experiment for Effects of Ozone Heating on General Circulation. *Science in China Series B-Chemistry, Life Sciences & Earth Sciences*, v. 35, n. 7, p. 870-881, 1992.
- CHUBACHI, S., MIYAGAWA, K., MAKINO, Y. A case study of the low total ozone event over Europe on 14 February 2001. *Int. J. Remote Sens.*, v. 26, n. 16, p. 3423- 3431, 2005.

Investigating the Effect of Tropical Cyclones on Atmospheric Chemistry in the Upper Troposphere. In: EGU General Assembly Conference Abstracts. 2021. p. EGU21-11136.

CIASTO LM, THOMPSON DW (2008) Observations of large-scale ocean atmosphere interaction in the Southern Hemisphere. *J Clim* 21:1244-1259. doi:10.1175/2007JCLI1809.1

CICERONE, Ralph J. Changes in stratospheric ozone. *Science*, v. 237, n. 4810, p. 35-42, 1987.

COPERNICUS. Ozone Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD). [S.l.], 2019. Disponível em: [https://datastore.copernicus-climate.eu/documents/satellite-ozone/C3S\\_312b\\_Lot2.1.1.2\\_201902\\_ATBD\\_O3\\_v1.1a.pdf](https://datastore.copernicus-climate.eu/documents/satellite-ozone/C3S_312b_Lot2.1.1.2_201902_ATBD_O3_v1.1a.pdf). Acesso em: 10 de novembro de 2021.

COPERNICUS. Ozone monthly gridded data from 1970 to present derived from satellite observations. [S.l.], 2020. Disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/satellite-ozone-v1?tab=overview>. Acesso em: 10 de novembro de 2021.

CORDERO, E., NEWMAN, P.A., WEAVER, C., AND FLEMING, E., 2003, Stratospheric dynamics and transport of ozone and other trace gases, *Stratospheric Ozone*, NASA Electronic Book

CORDERO, Raúl R. et al. Persistent extreme ultraviolet irradiance in Antarctica despite the ozone recovery onset. *Scientific reports*, v. 12, n. 1, p. 1-10, 2022.

CORPENICUS. Ozone monthly gridded data from 1970 to present derived from satellite observations. [S.l.], 2021. Disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/10.24381/cds.4ebfe4eb?tab=overview>. Acesso em: 10 de novembro de 2021.

CRUTZEN, P. J. The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 96, p. 320-327, 1970.

DAMIANI, Alessandro et al. Connection between Antarctic ozone and climate: Interannual precipitation changes in the Southern Hemisphere. *Atmosphere*, v. 11, n. 6, p. 579, 2020.

DÄTWYLER, Christoph et al. Teleconnections and relationship between the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and the Southern Annular Mode (SAM) in reconstructions and models over the past millennium. *Climate of the Past*, v. 16, n. 2, p. 743-756, 2020.

DAVIES, B. Southern Annular Mode. [S.l.], 2021. Disponível em: <http://www.antarcticglaciers.org/glaciers-and-climate/changing-antarctica/southern-annular-mode/>. Acesso em: 10 de novembro de 2021.

DE ARTIGAS, Marta Zossi; DE CAMPRA, Patricia Fernandez. Trends in total ozone and the effect of the equatorial zonal wind QBO. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, v. 72, n. 7-8, p. 565-569, 2010.

DE-BELLEVUE, J. L. et al. Signatures of stratosphere to troposphere transport near deep convective events in the southern subtropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, p. D24107, 2006.

- DERWENT, R.G.; JENKIN, M.E.; SAUNDERS, S.M.; PILLING, M.J.; SIMMONDS, P.G.; PASSANT, N.R.; DOLLARD, G.J.; DUMITREAN, P.; KENT, A.. Photochemical ozone formation in north west Europe and its control. *Atmospheric Environment*, v.37, p.1983-1991. 2003.
- DESER, Clara; WALLACE, John M. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate*, v. 3, n. 11, p. 1254-1281, 1990.
- DESSLER, A. The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone. International geophysics series, v. 74, Academic Press, 2000.
- DIALLO, M., B. LEGRAS, AND A. CHÉDIN (2012), Age of stratospheric air in the ERA-Interim, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 12,133-12,154, doi:10.5194/acp-12-12133-2012
- DIALLO, Mohamadou et al. Response of stratospheric water vapor and ozone to the unusual timing of El Niño and the QBO disruption in 2015-2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 18, n. 17, p. 13055-13073, 2018.
- DIALLO, Mohamadou et al. Structural changes in the shallow and transition branch of the Brewer–Dobson circulation induced by El Niño. *Atmospheric chemistry and physics*, v. 19, n. 1, p. 425-446, 2019.
- DOBSON, G. M. B., Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford: A history. *Appl. Opt.*, v. 7, p. 387-405, 1968.
- DOBSON, Gordon Miller Bourne. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, v. 236, n. 1205, p. 187-193, 1956.
- DOMEISEN, Daniela IV; GARFINKEL, Chaim I.; BUTLER, Amy H. The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere. *Reviews of Geophysics*, v. 57, n. 1, p. 5-47, 2019.
- DUNKERTON, T. J. (1990), Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 68, 499-508.
- DUNKERTON, T. J., The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 102, 26,053-26,076, 1997.
- DUNKERTON, Timothy J.; BALDWIN, Mark P. Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 48, n. 8, p. 1043-1061, 1991.
- EL-AMRAOUI, L. et al. Midlatitude stratosphere - troposphere exchange as diagnosed by mls o3 and mopitt co assimilated fields. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 10, p. 2175-2194, 2010.
- ERN, M. et al. Interaction of gravity waves with the QBO: A satellite perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 119, n. 5, p. 2329-2355, 2014.
- ERN, M.; PREUSSE, P. Wave fluxes of equatorial Kelvin waves and QBO zonal wind forcing derived from SABER and ECMWF temperature space-time spectra. *Atmospheric chemistry and physics*, v. 9, n. 12, p. 3957-3986, 2009.

- ESA (European Space Agency). Nimbus-7. [S.l.], 2021. Disponível em: <https://earth.esa.int/web/eoportal/satellite-missions/n/nimbus-7/>. Acesso em: 10 de novembro de 2021.
- FAHEY, DAVID W.; HEGGLIN, MICHAELA I. Twenty questions and answers about the ozone layer: 2010 update. *Scientific assessment of ozone depletion*, p. 4.1-4.64, 2010.
- FARMAN, J. C.; GARDINER, B. G.; SHANKLIN, J., D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> interaction. *Revista Nature*, v. 315, p. 207- 210, mai. 1985.
- FENG, J., AND J. P. LI, 2011: Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China. *J. Geophys. Res.*, 116, D13102, doi: 10.1029/2010JD015160.
- FIOLETOV, V. E. Ozone climatology, trends, and substances that control ozone. *Atmosphere-Ocean*, v. 46, n. 1, p. 39-67, 2008.
- FISHMAN, J.; WATSON, C. E.; LARSON, J. C; LOGAN, J. A. Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. *J. Geophys. Res.*, v. 95, p. 3599-3617, 1990
- FOGT, Ryan L. et al. Intra-annual relationships between polar ozone and the SAM. **Geophysical research letters**, v. 36, n. 4, 2009.
- FOGT, R. L.; MARSHALL, G. J. The southern annular mode: variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, v. 11, n. 4, p. 1-24, 2020.
- FONTINELE, J. L. Envolvimento da tropopausa no Sul da América do Sul: Relações entre a corrente de jato em altos níveis e a coluna total de ozônio. 2012. f.84. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria.
- FORSTER, P. et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: SOLOMON, S. et al. (Ed.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. cap. 2.
- FREE, M.; SEIDEL, D. J. The observed ENSO temperature signal in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, doi, v. 10, 2009.
- FU, Qiang et al. Observed changes in Brewer–Dobson circulation for 1980–2018. *Environmental Research Letters*, v. 14, n. 11, p. 114026, 2019.
- GAMELIN, B. L.; CARVALHO, L. M. V.; KAYANO, M. The combined influence of ENSO and PDO on the spring UTLS ozone variability in South America. *Climate Dynamics*, v. 55, n. 5, p. 1539-1562, 2020.
- GARCIA, ROLANDO R.; SOLOMON, SUSAN. A possible relationship between interannual variability in Antarctic ozone and the quasi-biennial oscillation. *Geophysical research letters*, v. 14, n. 8, p. 848-851, 1987.
- GARCIA, Rolando R.; RANDEL, William J. Acceleration of the Brewer–Dobson circulation due to increases in greenhouse gases. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 65, n. 8, p. 2731-2739, 2008

- GARCÍA-HERRERA, R., N. CALVO, R. R. GARCIA, AND M. A. GIORGETTA, 2006: Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *J. Geophys. Res.*, 111, D06101, doi:10.1029/2005JD006061
- GARFINKEL, C. I., AND D. L. HARTMANN, 2007: Effects of El Niño- Southern oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 112, D19112, doi: 10.1029/2007JD008481.
- GAUSS, M. et al. Radiative forcing in the 21st century due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 4292, 2003.
- GERASOPOULOS, E. et al. A complex case study of down to the surface intrusions of persistent stratospheric air over the eastern mediterranean. *Atmospheric Environment*, v. 40, p. 4113-4125, 2006.
- GERBER, Edwin P. Stratospheric versus tropospheric control of the strength and structure of the Brewer-Dobson circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 69, n. 9, p. 2857-2877, 2012.
- GETTELMAN, A. et al. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. *Reviews of Geophysics*, v. 49, n. 3, 2011.
- Gettelman, A., W. J. Randel, S. Massie, F. Wu, W. G. Read, and J. M. Russell III, 2001: El Niño as a natural experiment for studying the tropical tropopause region. *J. Climate*, 14, 3375-3392.
- GILLE, SARAH T. Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere ocean. **Journal of Climate**, v. 21, n. 18, p. 4749-4765, 2008.
- GONG, D. Y., AND S. W. WANG (1999), Definition of Antarctic Oscillation index, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 459-462
- GONG, Tingting; FELDSTEIN, S.; LUO, Dehai. A simple GCM model study on the relationship between ENSO and the Southern Annular Mode. In: EGU General Assembly Conference Abstracts. 2012. p. 6793.
- GRAY, L. J. et al. A data study of the influence of the equatorial upper stratosphere on northern-hemisphere stratospheric sudden warmings. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 127, n. 576, p. 1985-2003, 2001.
- GRAY, Lesley et al. A possible influence of equatorial winds on the September 2002 Southern Hemisphere sudden warming event. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 62, n. 3, p. 651-667, 2005.
- GUPTA, A. S., AND M. H. ENGLAND (2006), Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode, *J. Clim.*, 19, 4457- 4486.
- GURNEY, R.J., J.L. FOSTER, AND C.L. PARKINSON. 1993. Atlas of satellite observations related to global change. Cambridge University Press, Cambridge
- HALL, A., AND M. VISBECK (2002), Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode, *J. Clim.*, 15, 3043-3057

- HAMILTON, K., An examination of observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 50, 3468-3473, 1993.
- HAMILTON, K., Interhemispheric asymmetry and annual synchronization of the ozone quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1019-1025, 1989.
- HARTMANN, Dennis L.; LO, Fiona. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 55, n. 8, p. 1303-1315, 1998.
- HARVEY, E. & SWEENEY, R. Modeling Stratospheric Ozone Kinetics, Part I: The Chapman Cycle: *OzoneModelingPartI. mcd. J. Chem. Educ* 76(9), 1309 (1999).
- HEGGLIN, MICHAELA I. et al. Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2014 Update-Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. 2015.
- Hemisphere winter. *Mon. Weather. Rev.* **1998**, 126, 1581-1596. [[CrossRef](#)]
- HINTSA, E. J. et al. Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of h<sub>2</sub>o, co<sub>2</sub>, n<sub>2</sub>o and o<sub>3</sub>. *Geophysical Research Letters*, v. 25, n. 14, 1998.
- HITCHMAN, M. et al. ENSO Variability of the Southern Hemisphere Subtropical Westerly Jet, Ozone Croissant, Ozone Hole, and Polar Stratospheric Clouds. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2008. p. A31D-0139.
- HITCHMAN, M. H.; ROGAL, M. J. ENSO influences on Southern Hemisphere column ozone during the winter to spring transition. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 115, n. D20, 2010.
- HOFMANN, D. J.; OLTMANS, S. J.; HARRIS, J. M.; JOHNSON, B. J.; LATHROP, J. A. Ten years of ozone sonde measurements at the South Pole: Implications for recovery of springtime Antarctic ozone. *Journal Geophysical Research Atmospheric.*, v.102, p. 8931-8943, 1997.
- HOLTON, J. R. et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, v. 3, n. 3, p. 403-439, 1995.
- HOLTON, James R.; TAN, Hsiu-Chi. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 37, n. 10, p. 2200-2208, 1980.
- HOOD, L. L.; SOUKHAREV, B. E.; MCCORMACK, J. P. Decadal variability of the tropical stratosphere: Secondary influence of the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 115, n. D11, 2010.
- HU, Jinggao et al. Lessened response of boreal winter stratospheric polar vortex to El Niño in recent decades. *Climate Dynamics*, v. 49, n. 1, p. 263-278, 2017.
- HURWITZ, M. M., I. S. SONG, L. D. OMAN, P. A. NEWMAN, A. M. MOLOD, S. M. FRITH, AND J. E. NIELSEN (2011A), Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9659-9669, doi:10.5194/acp-11-9659-2011.

- HURWITZ, M. M., P. A. NEWMAN, L. D. OMAN, AND A. M. MOLOD (2011b), Response of the Antarctic stratosphere to two types of El Niño events, *J. Clim.*, 68, 812-822, doi:10.1175/2011JAS3606.1.
- JIANG, X., CAMP, CH.D., SHIA, R., NOONE, D., WALKER, CH., YUNG, Y.L., 2004. Quasi-biennial oscillation and quasi-biennial oscillation-annual beat in the tropical total column ozone: a two-dimensional simulation. *J. Geophys. Res.* 109, D16305.
- KAO, H. Y., AND J. Y. YU (2009), Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of El Niño, *J. Clim.*, 22, 615-632, doi:10.1175/2008JCLI2309.1.
- KAYANO, M. T., 1997: Principal modes of the total ozone on the Southern Oscillation timescale and related temperature variations. *J. Geophys. Res.*, 102, 25 797-25 806, doi:10.1029/97JD02362.
- KENTARCHOS, A. S.; ROELOFS, G. J. A model study of stratospheric ozone in the troposphere and its contribution to tropospheric OH formation. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 8517, 2003.
- KIDSTON, J. et al. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience* 8(6), 433-440 (2015).
- KILADIS, G. N., K. H. STRAUB, G. C. REID, AND K. S. GAGE, 2001: Aspects of interannual and intraseasonal variability of the tropopause and lower stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 1961-1983
- KIRCHHOFF, V. W. J. H. Introdução à geofísica espacial. São Paulo: Nova Stella, 1991. 149p.
- KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SAHAI, Y.; CASICCIA, C. A. R.; ZAMORANO, F.; VALDERRAMA, V. Observations of the 1995 ozone hole over Punta Arenas, Chile. *J. Geophys. Res-Atmos.*, v. 102, n. D13, p. 16109-16120, 1997.
- KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SCHUCH, N. J.; PINHEIRO, D. K.; HARRIS, J. M. Evidence for an ozone hole perturbation at 30° south. *Atmos. Environ.*, v. 33, n. 9, p. 1481-1488, 1996.
- KODERA, K., CHIBA, M., SHIBATA, K., 1991. A general circulation model study of the solar and QBO modulation of the stratospheric circulation during the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1209-1212.
- KONOPKA, Paul et al. Zonally resolved impact of ENSO on the stratospheric circulation and water vapor entry values. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 19, p. 11,486-11,501, 2016.
- KUG, J. S., F. F. JIN, AND S. I. AN (2009), Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *J. Clim.*, 22, 1499-1515, doi:10.1175/2008JCLI2624.1.
- KUNKEL, D.; HOOR, P.; KALUZA, T.; UNGERMANN, J.; KLUSCHAT, B.; GIEZ, A.; LACHNITT, H. C.; KAUFMANN, M.; RIESE, M. Evidence of small-scale quasi-isentropic mixing in ridges of extratropical baroclinic waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 19, n. 19, p. 12607–12630, 2019.

- KUNZ, H.; SPETH, P. Variability of near-ground ozone concentration during cold front passages a possible effect of tropopause folding events. *Journal of Atmospheric Chemistry*. v.28, p.77-95. 1997.
- KUTTIPPURATH, J., LEFÈVRE, F., POMMEREAU, J.-P., ROSCOE, H. K., GOUTAIL, F., PAZMIÑO, A., SHANKLIN, J. D. Antarctic ozone loss in 1979-2010: first sign of ozone recovery, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1625-1635, doi:10.5194/acp-13-1625-2013, 2013.
- L'HEUREUX, MICHELLE L.; THOMPSON, David WJ. Observed relationships between the El Niño-Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, v. 19, n. 2, p. 276-287, 2006.
- LAIT, L. R., M. R. SCHOEBERL, AND P. A. NEWMAN, Quasi-biennial modulation of the Antarctic ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, 94, 11,559-11,571, 1989.
- LEFEBVRE, W., H. GOOSSE, R. TIMMERMANN, AND T. FICHEFET, 2004: Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice ocean system. *J. Geophys. Res.*, 109, C09005, doi:10.1029/2004JC002403
- LI, Feng; NEWMAN, Paul A.; STOLARSKI, Richard S. Relationships between the Brewer-Dobson circulation and the Southern Annular Mode during austral summer in coupled chemistry-climate model simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 115, n. D15, 2010.
- LIM, Eun-Pa et al. The impact of the Southern Annular Mode on future changes in Southern Hemisphere rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 13, p. 7160-7167, 2016.
- LIM, E.-P., H. H. Hendon, and D. W. J. Thompson, 2018: Seasonal evolution of stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere and implications for the predictability of surface climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 12 002–12 016
- LIMA, D. M. C. de; NUNES, M. D.; MARIANO, G. L. Impacto do ENOS na Variabilidade da Coluna Total de Ozônio Sobre a Região Nordeste do Brasil-Parte 1: El Niño Canônico e Modoki. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 35, p. 931-944, 2021a.
- LIMA, D. M. C. de; NUNES, M. D.; MARIANO, G. L. Impacto do ENOS na Variabilidade da Coluna Total de Ozônio Sobre a Região Nordeste do Brasil-Parte 2: La Niña Canônico e Modoki. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 35, p. 945-953, 2021b.
- LIMPASUVAN, Varavut; HARTMANN, Dennis L. Wave-maintained annular modes of climate variability. *Journal of Climate*, v. 13, n. 24, p. 4414-4429, 2000.
- LINDZEN, R. S. AND HOLTON, J. R.: A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25, 1095-1107, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1968\)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1968)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2), 1968
- LIU, K., N. An Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition. International geophysics series, v. 84, Academic Press, 2002.
- LIU, J. J. et al. Influence of interannual variations in transport on summertime abundances of ozone over the middle east. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 116, p. D20310, 2011.

- LI, et al. Tropical teleconnection impacts on Antarctic climate changes. *Nature Reviews Earth & Environment*, v. 2, n. 10, p. 680-698, 2021.
- LONDON, J. Observed distribution of atmospheric ozone and its variations. In: Whitten, R. C.; Prasad, S. S. ed. *Ozone in the free atmosphere*. New York: Van Nostrand Reinhold. cap. 1, p. 11 - 80. 1985.
- LU, Jinpeng et al. Interannual variations in lower stratospheric ozone during the period 1984–2016. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 14, p. 8225-8241, 2019.
- MANATSA, D., MORIOKA, Y., BEHERA, S. K., YAMAGATA, T. & MATARIRA, C. H. Link between Antarctic ozone depletion and summer warming over southern Africa. *Nature Geoscience* 6(11), 934-939 (2013).
- MANATSA, Desmond; MUKWADA, Geoffrey. A connection from stratospheric ozone to El Niño-Southern Oscillation. *Scientific Reports*, v. 7, n. 1, p. 1-10, 2017.
- MANNEY, G. L. et al. Jet characterization in the upper troposphere/lower stratosphere (utls): applications to climatology and transport studies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 11, p. 6115-6137, 2011.
- MANZINI, E., M. A. GIORGETTA, M. ESCH, L. KORNBLUEH, AND E. ROECKNER (2006), The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model, *J. Clim.*, 19, 3863-3881, doi:10.1175/JCLI3826.1.
- MARINI, C.; FRANKIGNOUL, C.; MIGNOT, J. Links between the Southern annular mode and the atlantic meridional overturning. *Journal of Climate*, v. 24, n. 3, p. 624-640, Feb. 2011. 11, 71
- MARSHALL, Gareth J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of climate**, v. 16, n. 24, p. 4134-4143, 2003.
- MARSHALL, John; SPEER, Kevin. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 3, p. 171-180, 2012.
- MCLANDRESS C, SHEPHERD TG, SCINOCCA JF, PLUMMER DA, SIGMOND M, JONSSON AI, READER MC (2011) Separating the dynamical effects of climate change and ozone depletion. Part II: Southern Hemisphere Troposphere. *J Clim* 24:1850-1868. doi:10.1175/ 2010JCLI3958.1
- MIDYA, S. K.; DEY, S. S.; CHAKRABORTY, B. Variation of the total ozone column during tropical cyclones over the bay of bengal and the arabian sea. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 17, p. 63-71, 2012.
- MILLER, R. L., G. A. SCHMIDT, AND D. T. SHINDELL (2006), Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models, *J. Geophys. Res.*, 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- MO, K. C., 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 13, 3599-3610.

- MO, K.C.; Higgins, R.W. The Pacific-South America modes and tropical convection during the Southern
- MO, Kingtse C.; HIGGINS, R. Wayne. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v. 126, n. 6, p. 1581-1596, 1998.
- MOHR, Claudia. When science and politics come together: From depletion to recovery of the stratospheric ozone hole. *Ambio*, v. 50, n. 1, p. 31-34, 2021.
- MOLINA, M. J.; ROWLAND, F. S. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. *Nature*, v. 249, p. 820-812, 1974.
- MONAHAN, Adam H.; FYFE, John C. On the nature of zonal jet EOFs. *Journal of climate*, v. 19, n. 24, p. 6409-6424, 2006.
- NCAR (National Center for Atmospheric Research). The Climate Data Guide: Empirical Orthogonal Function (EOF) Analysis and Rotated EOF Analysis, 2013. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data-tools-and-analysis/empirical-orthogonal-function-eof-analysis-and-rotated-eof-analysis>.
- NAKAMURA, N. Extratropical stratosphere-troposphere mass exchange associated with isentropic mixing: A 1992-2005 climatology derived from advection-diffusion calculations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 112, p. D24303, 2007.
- NASA, Studying Earth's Environment From Space, outubro de 2006, <http://www.ccpo.odu.edu/SEES/index.html>. Acesso em 30 de setembro de 2021.
- NASA. (National Aeronautics and Space Administration). Studying Earth's Environment From Space. June 2000a. < [http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap\\_1/index.htm](http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_1/index.htm)> Acesso em 30 de setembro de 2021.
- NASA. (National Aeronautics and Space Administration). What is the Polar Vortex?. 2017. < [https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/vortex\\_NH.html](https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/vortex_NH.html)> Acesso em 30 de setembro de 2021.
- NASH, E. R.; NEWMAN, P. A.; ROSENFELD, J. E.; SCHOEBERL, M. E. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. *J. Geophys. Res.*, v. 101, p. 9471-9478, 1996.
- NEELIN, J. D. et al. ENOS theory. *J. Geophys. Res.* 103, 14 262-14 290 (1998). 9. Wang, C. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate* 14, 98-115 (2001).
- NEELIN, J. D. et al. ENSO theory. *J. Geophys. Res.* 103, 14 262-14 290 (1998).
- NEU, JESSICA L. et al. Tropospheric ozone variations governed by changes in stratospheric circulation. **Nature Geoscience**, v. 7, n. 5, p. 340-344, 2014.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Description of changes to Ocean Niño Index (ONI), 2017. Disponível em: [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_change.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_change.shtml).
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Climate Weather Linkage: El Niño Southern Oscillation, 2021a. Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Climate Weather Linkage: El Niño Southern Oscillation, 2021b. Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). The Walker Circulation: ENSO's atmospheric buddy, 2014b. Disponível em: <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). What is the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) in a nutshell?, 2014a. Disponível em: <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-el-ni%C3%B1o%E2%80%93southern-oscillation-enso-nutshell>.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). What is El Niño-Southern Oscillation (ENSO), in, US, 2021. Disponível em: <https://www.nnvl.noaa.gov/view/>.

NORTH, G. et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly weather review*, v. 110, n. 7, p. 699-706, 1982.

NORTH, Gerald R.; PYLE, John A.; ZHANG, Fuqing (Ed.). *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Elsevier, 2014.

OMAN, L. D., J. R. ZIEMKE, A. R. DOUGLASS, D. W. WAUGH, C. LANG, J. M. RODRIGUEZ, AND J. E. NIELSEN, 2011: The response of tropical tropospheric ozone to ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13706, doi: 10.1029/2011GL047865.

OMAN, L. D. et al. The ozone response to ENOS in Aura satellite measurements and a chemistry-climate simulation. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118, 965-976 (2013).

PAWSON, S., K. LABITZKE, R. LENSCHOW, B. NAUJOKAT, B. RAJEWSKI, M. WIESNER, AND R.-C. WOHLFART, Climatology of the Northern Hemisphere stratosphere derived from Berlin analyses, part 1, Monthly means, technical report, Ser. A, 7(3), Freie Univ. Berlin, 1993.

PERES, L. V. Efeito secundário do buraco de ozônio Antártico sobre o Sul do Brasil. 2013. 178f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

PERES, et al. Measurements of the total ozone column using a Brewer spectrophotometer and TOMS and OMI satellite instruments over the Southern Space Observatory in Brazil. In: *Annales Geophysicae*. Copernicus GmbH, 2017. p. 25-37.

PEREZ, A.; CRINO, E.; DE CARCER, I. A.; JAQUE, F. Low-ozone events and three-dimensional transport at midlatitudes of South America during springs of 1996 and 1997. *J. Geophys. Res-Atmos.*, v. 105, n. D4, p. 4553-4561, 2000.

PEREZ, A.; JAQUE, F. On the Antarctic origin of low ozone events at the South American continent during the springs of 1993 and 1994. *Atmos. Environ.*, v. 32, n. 21, p. 3665-3668, 1998.

PERLWITZ, J. et al. Impact of stratospheric ozone hole recovery on antarctic climate. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. L0871440, p. 5p., Apr. 2008.

PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, CA, 1-289 (1990).

PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press: San Diego, CA, p. 1-289, 1990.

PHILANDER, S. GEORGE. **9. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Princeton University Press, 2018.

PLUMB, R. A., AND R. C. BELL (1982), A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta plane, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 108, 335-352.

PLUMB, R. A., The interaction of two internal waves with the mean flow: implications for the theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1847-1858, 1977.

PLUMB, R. A., The quasi-biennial oscillation, in *Dynamics of the Middle Atmosphere*, edited by J. R. Holton and T. Matsuno, pp. 217-251, Terra Sci., Tokyo, 1984.

POLVANI, Lorenzo M. et al. Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, v. 24, n. 3, p. 795-812, 2011.

PRATHER, Michael; JAFFE, Andrew H. Global impact of the Antarctic ozone hole: Chemical propagation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 95, n. D4, p. 3473-3492, 1990.

RANDEL, W. J., WU, F., VÖMEL, H., NEDOLUHA, G. E., AND FORSTER, P.: Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, 12312, <https://doi.org/10.1029/2005JD006744>, d12312, 2006.

RANDEL, William J. et al. ENSO influence on zonal mean temperature and ozone in the tropical lower stratosphere. ***Geophysical Research Letters***, v. 36, n. 15, 2009.

RANDEL, William J.; COBB, Janel B. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 99, n. D3, p. 5433-5447, 1994.

RANDEL, William J.; THOMPSON, Anne M. Interannual variability and trends in tropical ozone derived from SAGE II satellite data and SHADOZ ozonesondes. ***Journal of Geophysical Research: Atmospheres***, v. 116, n. D7, 2011.

RANDEL, William J.; WU, Fei. Isolation of the ozone QBO in SAGE II data by singular-value decomposition. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 53, n. 17, p. 2546-2559, 1996.

RAO, Jian et al. Evaluating the Brewer–Dobson circulation and its responses to ENSO, QBO, and the solar cycle in different reanalyses. *Earth and Planetary Physics*, v. 3, n. 2, p. 166-181, 2019.

REBOITA, M.; AMBRIZZI, T. Monitoramento dos Ciclones Extratropicais no Hemisfério Sul. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 14., 2006, Florianópolis - SC.

REED, R. J. A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 90, n. 386, p. 441-466, 1964.

REED, R.J. A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. *Journal of Meteorology*. v.12, p.226-237. 1955.

RIEDER, H. E., FROSSARD, L., RIBATET, M., STAEHELIN, J., MAEDER, J. A., DI ROCCO, S., DAVISON, A. C., PETER, T., WEIHS, P., AND HOLAWA, F.: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes - Part 2: The effects of the El Niño/Southern Oscillation, volcanic eruptions and contributions of atmospheric dynamics and chemistry to long-term total ozone changes, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 165-179, <https://doi.org/10.5194/acp-13-165-2013>, 2013.

ROGAL, Marek J. Dynamical redistribution of column ozone in the Southern Hemisphere. 2009.

ROGERS, Jeffery C.; VAN LOON, Harry. Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 10, p. 1375-1392, 1982.

SALAWITCH, R. et al. Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2018 Update, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018, 84 pp., **World Meteorological Organization**, Geneva, Switzerland, 2019.

SALBY, M. L. Fundamentals of atmospheric physics. International geophysics series, v. 61, Academic Press, 1996.

SALGADO, C.A.C.; PAES LEME, N.M.; ZAMORANO, F.; QUEL, E.J.; VIANA, R. Influence of the ozone hole on the American. South Cone 1992-2009. CONGRESS THE MEETING OF THE AMERICAS, 2010, Foz do iguaçu. Anais...Foz do iguaçu, 2010.

SASSI, F., D. KINNISON, B. A. BOVILLE, R. R. GARCIA, AND R. ROBLE (2004), Effect of El Niño-Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, D17108, doi:10.1029/2003JD004434.

SCHMALFUSS, Laís San Martins. Análise do decaimento da coluna total de ozônio sobre a América do Sul. 2014. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pelotas.

SCHOEBERL, M. R.; HARTMAN, D. L. The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions. *Science*, 251, 46-52, 1991.

SCHOEBERL, M. R.; LAIT, L. R.; NEWMAN, P. A.; ROSENFELD, J. E. The structure of the polar vortex. *Journal of Geophysics Research*, v.97, p.7859-7882, 1992.

SCOTT, R. K.; CAMMAS, J. P. Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 59, n. 15, p. 2347-2361, 2002.

SCREEN, James A. et al. Mixed layer temperature response to the southern annular mode: Mechanisms and model representation. **Journal of climate**, v. 23, n. 3, p. 664-678, 2010.

SCREEN, James A. et al. The role of eddies in the Southern Ocean temperature response to the southern annular mode. **Journal of Climate**, v. 22, n. 3, p. 806-818, 2009.

SCREEN, James A.; BRACEGIRDLE, Thomas J.; SIMMONDS, I. Polar climate change as manifest in atmospheric circulation. *Current Climate Change Reports*, v. 4, n. 4, p. 383-395, 2018.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. Nova York: John Wiley and Sons, 1998.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change, Second Edition, John Wiley and Sons, Inc. 2006.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. From Air Pollution to Climate Change, 3th edition, Atmos. Chem. Phys. John Wiley and Sons, Inc. 2016.

SEMANE, N.; BENCHERIF, H.; MOREL, B.; HAUCHECORNE, A.; DIAB, R. D. An unusual stratospheric ozone decrease in Southern Hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5° S, 28.1° E) in mid-May 2002. Atmos. Chem. Phys., v. 6, p. 1927-1936, 2006.

SEVIOUR, W., N. BUTCHART, S. C. HARDIMAN, The Brewer-Dobson circulation inferred from ERA-Interim, Q. J. R. Meteorol. Soc., 138, 878-888, 2012.

SHAW, T.A.; PERLWITZ, J.; HARNIK, N.; NEWMAN, P.; PAWSON, S. The Impact of Stratospheric Ozone Changes on Downward Wave Coupling in the Southern Hemisphere. J. Clim. 2011, 24, 4210-4229.

SHAW, Tiffany A.; SHEPHERD, Theodore G. Raising the roof. Nature geoscience, v. 1, n. 1, p. 12-13, 2008.

SHINDELL, Drew T.; SCHMIDT, Gavin A. Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 18, 2004.

SILVESTRI, G. E., AND C. S. VERA (2003), Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, Geophys. Res. Lett., 30(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.

SIMPKINS, G. R.; KARPECHKO, A. Y. Sensitivity of the southern annular mode to greenhouse gas emission scenarios. Climate Dynamics, v. 38, n. 3-4, p. 563-572, Feb. 2012

SIORIS, C. E., MCLINDEN, C. A., FIOLETOV, V. E., ADAMS, C., ZAWODNY, J. M., BOURASSA, A. E., ROTH, C. Z., AND DEGEN-STEIN, D. A.: Trend and variability in ozone in the tropical lower stratosphere over 2.5 solar cycles observed by SAGE II and OSIRIS, Atmos. Chem. Phys., 14, 3479-3496, <https://doi.org/10.5194/acp-14-3479-2014>, 2014

SLUSSER, J.; GIBSON, J.; BIGELOW, D.; KOLINSKI, D.; MOU, W.; KOENIG, G.; BEAUBIEN, A. Comparison of column ozone retrievals by use of an UV multifilter rotating shadow-band radiometer with those from Brewer and Dobson spectrophotometers. Applied Optics, v. 38, n.9, p. 1543-1551, 1999.

SOLOMON, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. Rev. Geophys., v. 37, n. 3, p. 275-316, 1999.

SOLOMON, S., GARCIA, R. R., ROWLAND, F. S., AND WUEBBLES, D. J.: On the depletion of Antarctic ozone, Nature, 321, 755-758, <https://doi.org/10.1038/321755a0>, 1986.

- SOLOMON, S., IVY, D. J., KINNISON, D., MILLS, M. J., NEELY, R. R., AND SCHMIDT, A.: Emergence of healing in the Antarctic ozone layer, *Science*, 353, 269-274, <https://doi.org/10.1126/science.aae0061>, 2016.
- SOLOMON, S., PORTMANN, R. W., THOMPSON, D. W. J. Contrasts between Antarctic and Arctic ozone depletion. *PNAS*, v. 104, n. 2, p. 445-449, 2007.
- SON, S.-W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science*, v. 320, n. 5882, p. 1486-1489, 2008.
- SOUZA, C. A. de; REBOITA, M. S. Ferramenta para o Monitoramento dos Padrões de Teleconexão na América do Sul. *Terra e Didática*, Campinas, SP, v. 17, n. 00, p. e02109, 2021.
- SPRENGER, M.; WERNLI, H.; BOURQUI, M. Stratosphere-troposphere exchange and its relation to potential vorticity streamers and cutoffs near the extratropical tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 64, n. 5, p. 1587-1602, 2007.
- STAMMERJOHN, Sharon E. et al. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 113, n. C3, 2008.
- STEINBRECHT, W. et al. Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3(5), 1421-1438 (2003).
- STOLARSKI, R. S.; CICERONE, R. J. Stratospheric chlorine: A possible sink for ozone. *Canadian Journal of Chemistry*, v. 52, p. 1610-1615, 1974.
- SWART NC, FYFE JC. 2012. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophys. Res. Lett.* 39: L16711, doi: 10.1029/2012GL052810.
- SWART, Neil C. et al. Comparing trends in the southern annular mode and surface westerly jet. *Journal of Climate*, v. 28, n. 22, p. 8840-8859, 2015.
- TAGUCHI, M. (2010a). Wave driving in the tropical lower stratosphere as simulated by WACCM. Part II: ENSO-induced changes for Northern winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(2), 543-555. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3144.1>
- TAGUCHI, M. (2010b). Observed connection of the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation with El Niño-Southern Oscillation in radiosonde data. *Journal of Geophysical Research*, 115, D18120. <https://doi.org/10.1029/2010JD014325>
- TAGUCHI, MASAKAZU; HARTMANN, DENNIS L. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *Journal of climate*, v. 19, n. 3, p. 324-332, 2006.
- TAKAHASHI, KEN et al. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical research letters*, v. 38, n. 10, 2011.
- TANG, Q.; PRATHER, M. J. Correlating tropospheric column ozone with tropopause folds: the aura-omi satellite data. *Atmospheric Chemistry and Physics Discuss*, v. 10, p. 14875-14896, 2010.

TASCHETTO, A. S. AND ENGLAND, M. H.: El Niño Modoki impacts on Australian rainfall, *J. Climate*, 22, 3167-3174, doi:10.1175/2008JCLI2589.1, 2009.

THOMPSON, D. W. J., SOLOMON, S., KUSHNER, P. J., ENGLAND, M. H., GRISE, K. M., & KAROLY, D. J. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature geoscience*, v. 4, n. 11, p. 741-749, 2011.

THOMPSON, DAVID WJ; SOLOMON, SUSAN. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, v. 296, n. 5569, p. 895-899, 2002.

THOMPSON, DAVID WJ; WALLACE, JOHN M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of climate*, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.

THOMPSON, DAVID WJ; WALLACE, JOHN M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of climate*, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.

THOMPSON, DAVID WJ; WALLACE, JOHN M.; HEGERL, GABRIELE C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of climate*, v. 13, n. 5, p. 1018-1036, 2000.

TOGGWEILER, J. R; RUSSELL, JOELLEN. Ocean circulation in a warming climate. *Nature*, v. 451, n. 7176, p. 286-288, 2008.

TOIHIR, ABDOULWAHAB MOHAMED et al. Variability and trend in ozone over the southern tropics and subtropics. In: **Annales Geophysicae**. Copernicus GmbH, 2018. p. 381-404.

TRENBERTH, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO.2.0.CO;2.

TRENBERTH, KEVIN E.; SHEA, DENNIS J. On the evolution of the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 12, p. 3078-3096, 1987.

TRENBERTH, KEVIN E.; SMITH, LESLEY. The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Niño. **Journal of climate**, v. 19, n. 19, p. 4956-4973, 2006.

TREPTE, CHARLES R.; HITCHMAN, MATTHEW H. Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data. *Nature*, v. 355, n. 6361, p. 626-628, 1992.

TRICKL, T. et al. A. high-ozone layers in the middle and upper troposphere above central Europe: potential import from the stratosphere along the subtropical jet stream. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 11, p. 9343-9366, 2011.

TRIPATHI O. P., GODIN-BEEKMANN, S., LEFÈVRE, F., MARCHAND, M., PAZMIÑO, A., HAUCHECORNE, A., GOUTAIL, F., SCHLAGER, H., VOLK, C. M., JOHNSON, B., KÖNIG-LANGLO, G., BALESTRI, S., STROH, F., BUI, T. P., JOST, H. J., DESHLER, T., VON DER GATHEN, P. High resolution simulation of recent Arctic and Antarctic stratospheric chemical ozone loss compared to observations. *Journal Atmospheric Chemistry*. V. 55, p. 205-226, 2006.

- TUNG, K., AND H. YANG, Global QBO in circulation and ozone, part I, Reexamination of observational evidence, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2699-2707, 1994a.
- TUNG, K., AND H. YANG, Global QBO in circulation and ozone, part II, A simple mechanistic model, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2708-2721, 1994b.
- VAN DER A, R. J.; ALLAART, M. A. F.; ESKES, H. J. Extended and refined multi sensor reanalysis of total ozone for the period 1970-2012. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 8, n. 7, p. 3021-3035, 2015.
- VAN LOON, H.; LABITZKE, K. The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, n. 2, p. 357-369, 1987.
- VERDY A, MARSHALL J, CZAJA A (2006) Sea surface temperature variability along the path of the Antarctic Circumpolar Current. *J Phys Oceanogr* 36(7):1317-1331
- WAKAMATSU, S., UNO, I., VEDA, H., UEHARA, K., and TATEISHI, H. Observational study of stratospheric ozone intrusions into the lower troposphere, *Atmospheric Environment*, v.23, p.1815-1826, 1989
- WALLACE, J. M., General circulation of the tropical lower stratosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 191-222, 1973.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric Science : An Introductory Survey* . [S.l.]: Academic press, 2006.
- WALLACE, J.; HOBBS, P. *Atmospheric science: an introductory survey*. Elsevier, 2006.
- WALLACE, John M.; PANETTA, R. Lee; ESTBERG, Jerry. Representation of the equatorial stratospheric quasi-biennial oscillation in EOF phase space. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 50, n. 12, p. 1751-1762, 1993.
- WANG, B., R. WU, AND X. FU, 2000: Pacific-East Asian tele-connection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, 13, 1517-1536, doi:10.1175/1520-0442(2000)013,1517: PEATHD.2.0.CO;2
- WANG, C. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate* 14, 98-115 (2001).
- WANG, J., S. PAWSON, B. TIAN, M. LIANG, R. SHIA, Y. L. YUNG, AND X. JIANG, 2011: El Niño-Southern Oscillation in tropical and midlatitude column ozone. *J. Atmos. Sci.*, 68, 1911-1921, doi:10.1175/JAS-D-11-045.1.
- WAUGH, D. & HALL, T. Age of stratospheric air: Theory, observations, and models. *Reviews of Geophysics* 40(4) (2002).
- WAUGH, Darryn W.; POLVANI, Lorenzo M. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, 2000.
- WENG, H. Y., BEHERA, S. K., AND YAMAGATA, T.: Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events, *Clim. Dynam.*, 32, 663-674, doi:10.1007/s00382-008-0394-6, 2009.

- WENG, H. Y., KARUMURI, A., SWADHIN, K. B., SURYACHANDRA, A. R., AND TOSHIO, Y.: Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer, *Clim. Dy- nam.*, 29, 113-129, doi:10.1007/s00382-007-0234-0, 2007.
- WHITTEN, R. C.; PRASAD, S. S. *Ozone in the Free Atmosphere*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1985. 287 p.
- WHO (World Health Organization). *Ultraviolet radiation*. Environmental Health Criteria 160, Geneva, 1994.
- WMO (World Meteorological Organization). *Observing Systems Capability Analysis and Review Tool*. [S.l.], 2021. Disponível em: <https://space.oscar.wmo.int/>. Acesso em: 10 de novembro de 2021.
- WMO (World Meteorological Organization). *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 37, Geneva, 1995.
- WMO (World Meteorological Organization): *Scientific Assessment of Ozone Depletion*. Estados Unidos da América, 2010.
- WMO (World Meteorological Organization): *Scientific Assessment of Ozone Depletion*. Estados Unidos da América, 2014.
- WMO/UNEP - *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991*, Genebra, 1992.
- WMO/UNEP - *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. Genebra, 1994.
- WOFSY, S.; MCELROY, M. B.; YUNG, Y. L. The chemistry of atmospheric bromine. *Geophysical Research Letters*, v. 2, p. 215-218, 1975.
- XIE, F. et al. Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere. ***Atmospheric Chemistry and Physics***, v. 12, n. 11, p. 5259-5273, 2012.
- XIE, F., J. LI, W. TIAN, J. ZHANG, AND S. CHENG, 2014: The relative impacts of El Niño Modoki, canonical El Niño, and QBO on tropical ozone changes since the 1980s. *Environ. Res. Lett.*, 9, 064020, doi:10.1088/1748-9326/9/6/064020.
- XIE, F., W. TIAN, J. AUSTIN, J. LI, H. TIAN, J. SHU, AND C. CHEN, 2011: The effect of ENSO activity on lower stratospheric water vapor. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11, 4141-4166, doi:10.5194/acpd-11-4141-2011.
- XIE, FEI et al. The relative impacts of El Niño Modoki, canonical El Niño, and QBO on tropical ozone changes since the 1980s. ***Environmental Research Letters***, v. 9, n. 6, p. 064020, 2014.
- XIE, FEI et al. Independent and joint influences of eastern Pacific El Niño–southern oscillation and quasi-biennial oscillation on Northern Hemispheric stratospheric ozone. *International Journal of Climatology*, v. 40, n. 12, p. 5289-5307, 2020.
- YAN, Y.; LIN, J.; HE, C. Ozone trends over the United States at different times of day. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 18, n. 2, p. 1185-1202, 2018.

- YANG, HU et al. Intensification and poleward shift of subtropical western boundary currents in a warming climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 121, n. 7, p. 4928-4945, 2016.
- YANG, X.-Y.; HUANG, R. X.; WANG, D. X. Decadal changes of wind stress over the southern ocean associated with antarctic ozone depletion. *Journal of Climate*, v. 20, n. 14, p. 3395-3410, Jul. 2007.
- YEH, S. H., J. S. KUG, B. DEWITTE, M. H. KWON, B. P. KIRTMAN, AND F. F. JIN (2009), El Niño in a changing climate, *Nature*, 461, 511-514, doi:10.1038/nature08316.
- YEO, SAE-RIM; KIM, KWANG-YUL. Decadal changes in the Southern Hemisphere sea surface temperature in association with El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode. *Climate Dynamics*, v. 45, n. 11, p. 3227-3242, 2015.
- YU, J. AND KAO, H.: Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958-2001, *J. Geophys. Res.*, 112, D13106, doi:10.1029/2006JD007654, 2007
- YU, J., KAO, H., AND LEE, T.: Subtropics-Related Interannual Sea Surface Temperature Variability in the Central Equatorial Pacific, *J. Climate.*, 23, 2869-2884, doi:10.1175/2010JCLI3171.1, 2010.
- YUAN X, YONEKURA E (2011) Decadal variability in the Southern Hemisphere. *J Geophys Res* 116:D19115. doi:10.1029/2011JD015673
- YULAEVA, E. AND WALLACE, J. M.: The Signature of ENSO in Global Temperature and Precipitation Fields Derived from the Microwave Sounding Unit, *J. Clim.*, 7, 1719-1736, 1994.
- YULAEVA, E., J. R. HOLTON, AND J. M. WALLACE, 1994: On the cause of the annual cycle in tropical lower-stratospheric temperatures. *J. Atmos. Sci.*, 51, 169-174, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<0169:OTCOTA.2.0.CO;2.
- ZENG, G.; PYLE, J. A.: Influence of El Niño Southern Oscillation on stratosphere/troposphere exchange and the global tropospheric ozone budget, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L0814, doi:10.1020/2004GL021353, 2005.
- ZHANG, JIANKAI et al. The influence of ENSO on northern midlatitude ozone during the winter to spring transition. *Journal of Climate*, v. 28, n. 12, p. 4774-4793, 2015.
- ZHANG, W. J., J. P. LI, AND X. ZHAO, 2010: Sea surface temperature cooling mode in the Pacific cold tongue. *J. Geophys. Res.*, 115, C12042, doi: 10.1029/2010JC006501.
- ZHANG, Zhiyuan; REN, Baohua; ZHENG, Jianqiu. A unified complex index to characterize two types of ENSO simultaneously. *Scientific reports*, v. 9, n. 1, p. 1-8, 2019.
- ZHENG, Fei; YU, Jin-Yi. Contrasting the skills and biases of deterministic predictions for the two types of El Niño. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 34, n. 12, p. 1395-1403, 2017.
- ZUBIAURRE, I.; CALVO, N. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. D4, 2012.