

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Letícia de Oliveira dos Santos

**TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA E SUA INFLUÊNCIA NO
CONTEÚDO DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO
GRANDE DO SUL**

Santa Maria, RS
2016

PPGMet/UFSM, RS

SANTOS, Letícia de Oliveira

Mestre

2016

Letícia de Oliveira dos Santos

**TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA E SUA INFLUÊNCIA NO CONTEÚDO
DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos e Aplicações em Tempo e Clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADORA: Prof.^a Damaris Kirsch Pinheiro

COORIENTADOR: Prof. Vagner Anabor

Santa Maria, RS
2016

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

de Oliveira dos Santos, Letícia
TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA E SUA INFLUÊNCIA NO
CONTEÚDO DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO
SUL / Letícia de Oliveira dos Santos.-2016.
86 p. ; 30cm

Orientadora: Damaris Kirsch Pinheiro
Coorientador: Vagner Anabor
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2016

1. Troca Estratosfera-Troposfera 2. Coluna Total de
Ozônio 3. Corrente de Jato em Altos Níveis 4. Sul da
América do Sul 5. Região Central do Rio Grande do Sul I.
Kirsch Pinheiro, Damaris II. Anabor, Vagner III. Título.

©2016

Todos os direitos autorais reservados a Letícia de Oliveira dos Santos. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.


End. Eletr.: deoliveiraacitel@gmail.com

Letícia de Oliveira dos Santos

**TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA E SUA INFLUÊNCIA NO CONTEÚDO
DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos e Aplicações em Tempo e Clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Aprovado em 4 de março de 2016:



Damaris Kirsch Pinheiro, Dr. (UFSM)
(Presidenta/Orientadora)



Vagner Anabor, Dr. (UFSM)
(Coorientador)



Franciano Scremin Puhales, Dr. (UFSM)



Glauber Lopes Mariano, Dr. (UFAL)

Santa Maria, RS
2016

AGRADECIMENTOS

À CAPES/FAPERGS pela bolsa de estudos.

À UFSM e ao INPE pela formação e estrutura física.

À Professora Damaris pela orientação.

Ao Professor Vagner pela coorientação.

Aos Professores Everson, Franciano e Glauber pelas sugestões ao longo deste trabalho.

Ao Lucas pelas dicas e revisões.

À Iara pelo companheirismo.

Ao Roilan e Daniel pela ajuda em programação.

Ao Professor Ernani pelo trabalho desenvolvido junto à Coordenação do Programa.

À Gabriela e à Vanessa pela correria com os papéis e a versão final. Valeu!

À Mãe e ao Pai por sempre confiarem em mim.

Ao George pela paciência e por estar sempre ao meu lado.

Cada um de vocês tem uma importância fundamental nesta dissertação.

*The answer, my friend, is blowin' in the
wind,*

The answer is blowin' in the wind

(Bob Dylan)

RESUMO

TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA E SUA INFLUÊNCIA NO CONTEÚDO DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL

AUTORA: Letícia de Oliveira dos Santos
ORIENTADORA: Damaris Kirsch Pinheiro
COORIENTADOR: Vagner Anabor

Foram identificados eventos de Troca Estratosfera-Troposfera (TET) sobre o Sul da América do Sul e seus efeitos na variação da Coluna Total de Ozônio (CTO) Região Central do Rio Grande do Sul (RCRS), Brasil, no período entre 2005 e 2014. Para este fim, desenvolveu-se uma metodologia capaz de verificar a altura da tropopausa e o fluxo de massa descendente nesta região, utilizando dados de reanálise 2 fornecidos pelo NCEP/DOE. Além disso, os casos deveriam possuir núcleos de vento acima de 40 m/s (Corrente de Jato em Altos Níveis - CJAN) atuando entre 30 e 80°O e 20 e 50°S. A confirmação da chegada das parcelas de ar provenientes da TET na RCRS deu-se através da análise das trajetórias do modelo Hysplit da NOAA. Para os casos que atuaram na RCRS, calculou-se a variação da CTO em relação aos cinco dias anteriores aos efeitos da TET, através de dados diários da CTO obtidos do instrumento OMI para a cidade de Santa Maria (29.72°S; 53.72°O). Esta metodologia mostrou-se eficaz na identificação de 755 eventos de TET sobre o Sul da América do Sul, dos quais 103 vieram a atuar na RCRS, com 65% dos casos aumentando e com 35% reduzindo a CTO nesta região. A análise sazonal mostrou que a maioria dos casos acontece no inverno, seguido da primavera e em menor quantidade no verão e outono. Campos médios do perfil vertical de vento, fluxo de massa, temperatura e vorticidade potencial, mostraram que os eventos de TET ocorrem com mais frequência em uma situação pós-frontal na região da Bacia do Prata. Além disso, analisou-se o papel da convergência relacionada às circulações verticais transversais do núcleo da CJAN, mostrando que, em casos de TET, estas circulações intensificam ainda mais a entrada de ar estratosférico para dentro da troposfera por intermédio da forte convergência no nível da CJAN. Em suma, verificou-se que os eventos de TET sobre o Sul da América do Sul atuam como uma fonte de ar estratosférico rico em Ozônio para a RCRS, tendo como um de seus aliados a CJAN, a qual intensifica o fenômeno.

Palavras-chave: Troca Estratosfera-Troposfera. Coluna Total de Ozônio. Corrente de Jato em Altos Níveis. Sul da América do Sul. Região Central do Rio Grande do Sul.

ABSTRACT

STRATOSPHERE-TROPOSPHERE EXCHANGE AND ITS INFLUENCE ON OZONE CONTENT AT CENTRAL REGION OF RIO GRANDE DO SUL

AUTHOR: Letícia de Oliveira dos Santos

ADVISOR: Damaris Kirsch Pinheiro

CO-ADVISOR: Vagner Anabor

It was identified Stratosphere-Troposphere Exchange (STE) events on Southern South America and their effects in the Ozone Total Column (OTC) above Central Region of Rio Grande do Sul (CRRS), Brazil, in the period between 2005 and 2014. To this end, it was developed a methodology able to verify the tropopause height and the descend mass flux in this region, using reanalysis 2 data provided by NCEP/DOE. Furthermore, these cases must have wind cores above 40m/s (Upper-level Jet Stream - ULJS) acting between 30 and 80°W and 20 and 50°S. The arrival confirmation of air parcels from the STE at the CRRS was made through HYSPLIT trajectory analysis model from NOAA. For cases that acted at the CRRS, it was computed the OTC variation in relation to five days prior to the STE effects, through daily OTC data obtained from the OMI instrument for Santa Maria city (29.72°S; 53.72°W). This methodology proved to be effective in identifying 755 STE events on Southern South America, from which 103 came to act on CRRS, with 65% of cases increasing and 35% reducing the OTC in this region. Seasonal analysis showed that most cases happens in winter, followed by spring and in less quantity in summer and fall. Averaged fields of the vertical wind profile, mass flux, temperature and potential vorticity, showed that STE events occur more often in post-frontal situations at the Bacia do Prata region. Moreover, it was analyzed the convergence role in relation to jet streak's vertical transversal circulations, demonstrating that, in STE cases, these circulations increase even more the stratospheric air intake into the troposphere by strong convergence in the ULJS level. In short, it was verified that STE events on Southern South America act as a stratospheric ozone-rich air source to the CRRS, having as an allied the ULJS, which increase the phenomena.

Keywords: Stratosphere-Troposphere Exchange. Ozone Total Column. Upper-level Jet Stream. Southern South America. Central Region of Rio Grande do Sul.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Processos químicos chave e ciclos catalíticos do ozônio.	17
Figura 2.2 – Contornos da média anual da taxa de produção de Oxigênio Ímpar (O_x) (em 10^5 moléculas $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$) a partir da fotólise do O_2	19
Figura 2.3 – Concentrações de O_3 (em 10^{12} moléculas cm^{-3}) em função da altitude e latitude.	20
Figura 2.4 – Esquema da circulação estratosférica e o transporte de massas de ar entre troposfera – estratosfera.	21
Figura 2.5 – Perfil médio do perfil de temperatura em médias latitudes.	22
Figura 2.6 – Seção transversal latitudinal mostrando as superfícies de temperatura potencial média de Janeiro (linhas sólidas) e temperatura (contornos pontilhados). A linha grossa mostra a isentrópica de 380 K e acima dela todas as θ situam-se completamente na média atmosfera. A região sombreada mais fraca abaixo da isentrópica de 380 K é a baixa estratosfera, que abrange a tropopausa (mostrada pela linha limitando a parte inferior da região sombreada).	23
Figura 2.7 – Esquema dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul.	29
Figura 2.8 – Esboço da Corrente de Jato em Altos Níveis para o Hemisfério Sul.	31
Figura 2.9 – Modelo de quatro quadrantes em que: (a) Esquema de circulação em torno de um Núcleo de Corrente de Jato (NCJ) no plano horizontal em altos níveis; (b) Circulação transversal direta ao longo de B-B', na entrada do NCJ; (c) Circulação transversal indireta ao longo de A-A', na saída do NCJ.	32
Figura 2.10 – Sinais de ω na média troposfera associados com a convergência e divergência na baixa troposfera.	33
Figura 3.1 – Mapa do Sul da América do Sul (delimitado entre 20 e 50°S e 30 e 80°O), indicando a localização da Região Central do Rio Grande do Sul (RCRS) com um X.	35
Figura 3.2 – Tipos de varreduras de satélites.	36
Figura 3.3 – Fluxograma Troca Estratosfera-Troposfera.	38
Figura 4.1 – Série de Dados da Coluna Total de Ozônio pelo Instrumento OMI entre 2005 e 2014; Média diária (asteriscos pretos) e Média Diária para os 10 anos (asteriscos vermelhos).	43
Figura 4.2 – Série de Dados da Coluna Total de Ozônio pelo Instrumento OMI entre 2005 e 2014; Média diária (pontos vermelhos) e Média Mensal (linha azul).	43
Figura 4.3 – Média Mensal Decadal para a CTO entre 2005 e 2014.	44
Figura 4.4 – Quantidade de Casos TET mês a mês entre 2005 e 2014.	45
Figura 4.5 – Número dos Casos TET entre 2005 e 2014.	46
Figura 4.6 – Sazonalidade dos Casos TET entre 2005 e 2014.	46
Figura 4.7 – Média Mensal da Intensidade da Variação (Positiva e Negativa) da CTO nos casos de TET que atuaram na RCRS entre 2005 e 2014.	47
Figura 4.8 – a) Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons de cinza) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa, b) Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons em cor-de-rosa) e isolinha de vorticidade potencial de -2 PVU (linha vermelha), c) Seção	

	Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para o dia 22/08/2014, com a região da TET destacada em verde claro e d) Coluna Total de Ozônio (OMI) para o dia 26/08/2014 na região de análise.	49
Figura 4.9 – a)	Trajetória do modelo HYSPLIT a partir do dia 22/08/2014, mostrando que algumas parcelas de ar vieram para a RCRS e (b) Variação da CTO 5 dias antes e 2 dias após o evento de TET.	50
Figura 4.10 – a)	Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons de cinza) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa, b) Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons em cor-de-rosa) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha), c) Seção Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para o dia 01/05/2005 com a região da TET destacada em verde claro e d) Trajetória das Parcelas de ar do modelo HYSPLIT para o dia 01/05/2015.	51
Figura 4.11 – Média Mensal (azul) e Diária (vermelho) das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($\text{kgkm}^{-2}\text{s}^{-1}$) em todos os casos de TET.		52
Figura 4.12 – Média Mensal (azul) e Diária (vermelho) das variáveis (a) Longitude e (b) Latitude para todos os casos de TET.		53
Figura 4.13 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($\text{kgKm}^{-2}\text{s}^{-1}$) para todos os casos de TET.		54
Figura 4.14 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($\text{kgkm}^{-2}\text{s}^{-1}$) para os casos de TET que vieram para a RCRS com aumento na CTO.		55
Figura 4.15 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($\text{kgkm}^{-2}\text{s}^{-1}$) para os casos de TET que vieram para a RCRS com diminuição na CTO.		56
Figura 4.16 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude e (b) Latitude para todos os casos de TET.		57
Figura 4.17 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude, (b) Latitude e (c) Variação na CTO para os casos de TET que vieram para a RCRS com aumento na CTO.		58
Figura 4.18 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude, (b) Latitude e (c) Variação na CTO para os casos de TET que vieram para a RCRS com diminuição na CTO.		59
Figura 4.19 – Espacialização (latitude/longitude) (a) de todos os casos de TET, (b) dos casos de TET com aumento na CTO e (c) dos casos de TET com diminuição na CTO.		60
Figura 4.20 – Correlação linear entre a Altura da Tropopausa nos casos de TET e da Variação (a) positiva e (b) negativa da CTO na RCRS.		61
Figura 4.21 – Correlação linear entre o Fluxo de Massa nos casos de TET e a Variação (a) negativa e (b) positiva da CTO na RCRS.		63
Figura 4.22 – Correlação linear entre o Fluxo de Massa e Convergência para os casos com		

	variação (a) positiva e (b) negativa na CTO	65
Figura 4.23	– Média dos 10 anos da Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons de cinza) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha). O Círculo verde claro representa a latitude média da TET.	67
Figura 4.24	– Média dos 10 anos da Seção Transversal de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons de cinza) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha) para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET.	68
Figura 4.25	– Média dos 10 anos do Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons em cor-de-rosa) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa. A área circulada em verde claro corresponde à média da localização das TET entre 2005 e 2014.	69
Figura 4.26	– Média dos 10 anos do Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons em cor-de-rosa) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET.	70
Figura 4.27	– Média dos 10 anos da Seção Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU.	71
Figura 4.28	– Média dos 10 anos da Seção Vertical do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET. ...	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Valores Médios dos 10 anos para as Variáveis ligadas à TET. * significa que foram analisados apenas os casos de influência na RCRS com aumento de O_3 e ** significa que foram analisados apenas os casos de influência na RCRS com redução de O_3	66
Tabela A.1 – Variação da CTO para os casos de TET que chegaram à RCRS	83

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>PV</i>	Vorticidade Potencial
<i>O₃</i>	Ozônio
<i>NCJ</i>	Núcleo da Corrente de Jato
<i>DJF</i>	Dezembro, Janeiro, Fevereiro (Verão Austral)
<i>MAM</i>	Março, Abril, Maio (Outono Austral)
<i>JJA</i>	Junho, Julho, Agosto (Inverno Austral)
<i>SON</i>	Setembro, Outubro, Novembro (Primavera Austral)
<i>HS</i>	Hemisfério Sul
<i>HN</i>	Hemisfério Norte
<i>CTO</i>	Coluna Total de Ozônio
<i>RCRS</i>	Região Central do Rio Grande do Sul
<i>CJAN</i>	Corrente de Jato em Altos Níveis
<i>HYSPLIT</i>	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (Modelo Integrado de Trajetória Lagrangeana de Partícula Única Híbrida)
<i>NOAA</i>	National Oceanic and Atmospheric Administration (Administração Atmosférica e Oceânica Nacional - EUA)
<i>OMI</i>	Ozone Monitoring Instrument (Instrumento de Monitoramento de Ozônio)
<i>NCEP</i>	National Centers for Environmental Prediction (Centro Nacional de Previsão Ambiental - EUA)
<i>DOE</i>	Department of Energy (Departamento de Energia - EUA)
<i>UD</i>	Unidades Dobson
<i>CBD</i>	Circulação Brewer-Dobson

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	OBJETIVOS	13
1.1.1	Objetivo Geral	13
1.1.2	Objetivos Específicos	14
2	REVISÃO TEÓRICA	15
2.1	OZÔNIO NA ATMOSFERA	15
2.1.1	Formação e Destruição do Ozônio na Atmosfera	15
2.1.2	Distribuição de Ozônio na Atmosfera	18
2.2	ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA	21
2.2.1	Tropopausa	23
2.3	TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA	24
2.3.1	Vorticidade Potencial	25
2.4	FLUXO DE MASSA	26
2.5	SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES NO SUL DO BRASIL	28
2.6	CORRENTE DE JATO EM ALTOS NÍVEIS	30
2.6.1	Corrente de Jato e Convergência em Altos Níveis	33
3	MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1	REGIÃO DE ABRANGÊNCIA DO ESTUDO	35
3.2	DADOS	36
3.3	CRITÉRIOS PARA ANÁLISE	39
3.3.1	Tropopausa	39
3.3.2	Fluxo de Massa	39
3.3.3	Variação da Coluna Total de Ozônio	40
3.3.4	Convergência na altura da Corrente de Jato	40
3.3.5	Trajatória das Parcelas de Ar	40
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
4.1	MONITORAMENTO DO COLUNA TOTAL DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL PELO INSTRUMENTO OMI	42
4.2	COMPORTAMENTO SAZONAL DAS TETS	44
4.3	MODELO DE EVENTOS TET	47
4.3.1	Evento que atuou na Região Central do Rio Grande do Sul	48
4.3.2	Evento que não atuou na Região Central do Rio Grande do Sul	49
4.4	COMPORTAMENTO DIÁRIO E MENSAL DAS VARIÁVEIS LIGADAS À TET	50
4.5	CLIMATOLOGIA DAS VARIÁVEIS	52
4.5.1	Altura da Tropopausa e Variação na Coluna Total de Ozônio	60
4.5.2	Fluxo de Massa e Variação da Coluna Total de Ozônio	62
4.5.3	Fluxo de Massa e Convergência	64
4.6	CAMPO MÉDIO DA ATMOSFERA EM EVENTOS DE TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA NO SUL DA AMÉRICA DO SUL	66
5	CONCLUSÃO	73
5.1	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	74
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
	APÊNDICE A – CASOS QUE CHEGARAM À REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL	83

1 INTRODUÇÃO

O ozônio (O_3) é um dos mais importantes constituintes estratosféricos que absorvem radiação solar ultravioleta (UV), essencial para a vida e o balanço energético do planeta. Ele é formado por processos fotoquímicos e tem uma máxima concentração entre 20 e 25 km de altura. No entanto, a concentração e a distribuição vertical do O_3 variam com a latitude e estação do ano (BRASSEUR; SOLOMON, 1984) e são influenciadas pela dinâmica da estratosfera (SEINFELD; PANDIS, 2006). Sua diminuição resultaria em um aumento da radiação UV na superfície da Terra, reduzindo a produção agrícola, desregulando a cadeia alimentar oceânica, aumentando o câncer de pele, entre outras possíveis consequências.

A concentração do O_3 em uma dada região da Terra é determinada principalmente pelo transporte meridional deste composto na estratosfera (GETTELMAN et al., 2011; GUO et al., 2011; PLOEGER et al., 2012; BRACCI et al., 2012; ALBERS; NATHAN, 2012). A explicação para uma maior concentração em latitudes maiores, ao invés de latitudes próximas ao equador (onde há maior produção) é a circulação Brewer-Dobson. Nela, as massas de ar de origem estratosférica são carregadas horizontalmente da região do equador em direção aos pólos (BREWER, 1949; DOBSON, 1968).

Na região inferior da estratosfera (logo acima da tropopausa), o tempo de vida das moléculas de O_3 é mais longo e, por isso, elas podem ser usadas como um traçador no estudo de escoamentos de massas de ar na Troca Estratosfera-Troposfera (fenômeno onde há intrusão de ar estratosférico para dentro da troposfera - TET) (DANIELSEN, 1968; BUKIN et al., 2011). A TET não só constitui o principal mecanismo para a remoção de muitas espécies estratosféricas (incluindo aquelas envolvidas na queda O_3), mas também representa uma contribuição significativa de O_3 e outras espécies reativas para o sistema químico troposférico (LEVY; MAHLMAN; MOXIM, 1980).

Além disso, utiliza-se a Vorticidade Potencial (PV) em estudos correlacionados com o transporte de constituintes químicos traços (SCHOEBERL; STOLARSKI; KRUEGER, 1989) sobre superfícies isentrópicas na baixa estratosfera, sendo primeiramente observado por Danielsen em 1968. Esta variável tem um importante papel traçador na dinâmica de massas de ar de grande escala, comportando-se como uma superfície onde a temperatura potencial é conservada (isentrópicas) (HOSKINS; MCINTYRE; ROBERTSON, 1985).

Estudos de TET utilizam a definição de tropopausa como uma combinação ente isolinhas de PV (2PVU) e linhas isentrópicas (HOLTON et al., 1995; STOHL et al., 2003; JING et al., 2005; BITHELL; VAUGHAN; GRAY, 2000; GERASOPOULOS et al., 2006; DE-BELLEVUE et al., 2006; SPRENGER; WERNLI; BOURQUI, 2007; NAKAMURA, 2007; EL-AMRAOUI et al., 2010; CLAIN et al., 2010; LIU et al., 2011), possibilitando estudos de transporte horizontal de massas de ar e seu conteúdo de ozônio na estratosfera (BENCHERIF et al., 2003, 2011; SEMANE et al., 2006; WERNER et al., 2011; BRACCI et al., 2012).

A condição de tempo no sul do Brasil é fortemente influenciada por sistemas meteorológicos transientes, influência esta não observada nas demais regiões do país. Como exemplos destes sistemas, estão os sistemas frontais, que trazem consigo fortes ventos de oeste em altos níveis da troposfera (entre 9 e 13km), chamados correntes de jato. A Coluna Total de Ozônio (CTO) depende de fatores meteorológicos dinâmicos, os quais dependem de variações sazonais em escala sinótica (centenas de quilômetros ou mais). Por isso, a posição e velocidade das correntes de jato subtropical e polar, como função do gradiente meridional de temperatura é um dos fatores determinantes na variação da CTO na atmosfera (BUKIN et al., 2011).

Os eventos chamados de “dobra da tropopausa” normalmente causam intrusão de ar da estratosfera para a troposfera (HOLTON et al., 1995; STOHL et al., 2003). A região sul do Brasil é considerada uma região propensa a este tipo de acontecimento, pois sofre influência de vários sistemas meteorológicos ao longo do ano e, além disso, está sobre influência do ramo descendente da célula de Hadley e Ferrel (PEIXOTO; OORT, 1992). Por isso, neste estudo a parte central do estado do Rio Grande do Sul, representada pela cidade de Santa Maria (29,72°S; 53,72°O), foi escolhida para as análises na variação CTO devido às TET.

O estudo dos padrões sinóticos troposféricos e estratosféricos e suas relações com a variação da coluna total de ozônio é considerado uma nova linha de pesquisa (OHRING et al., 2010). Esta nova abordagem vem se desenvolvendo através da realização de diversas pesquisas científicas, onde são analisadas a correlação do conteúdo de ozônio com variáveis meteorológicas (ANCELLET; BEEKMANN; PAPAYANNIS, 1994; CANZIANI et al., 2002; CANZIANI; MALANCA; AGOSTA, 2008; CANZIANI; LEGNANI, 2006; BRAESICKE et al., 2008; ROGAL et al., 2010; FELDSTEIN, 2011; KANG et al., 2011; BRACEGIRDLE, 2011; MIDYA; DEY; CHAKRABORTY, 2012; SKERLAK et al., 2015), principalmente a influência da corrente de jato em altos níveis (RAY et al., 2004; TANG; PRATHER, 2010; BUKIN et al., 2011; MANNEY et al., 2011; TRICKL et al., 2011). Como estas pesquisas, em sua maioria, foram desenvolvidas no hemisfério norte, surge aqui uma grande lacuna no que diz respeito ao entendimento destes eventos, inclusive dos seus padrões no hemisfério sul.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Identificar a ocorrência de eventos de Troca Estratosfera-Troposfera (TET) no Sul da América do Sul e sua possível influência na variação da concentração de ozônio sobre a Região Central do Rio Grande do Sul, no período de 2005 a 2014.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Identificar os padrões de TET conforme: altitude de origem da massa de ar (altura da tropopausa), relação com o Núcleo da Corrente de Jato e latitudes preferenciais da troca, através dos campos Vorticidade Potencial, Temperatura Potencial, Vento, Convergência e Fluxo de Massa;
- Verificar a influência da TET na variação da coluna total de ozônio na Região Central do Rio Grande do Sul;
- Determinar a média decadal das variáveis que intensificam a TET;
- Calcular os Campos Médios para os casos de TET no Sul da América do Sul e sua oscilação sazonal.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 OZÔNIO NA ATMOSFERA

O composto Ozônio foi descoberto por Christian Fredrich Schönbein, que em 1840, enquanto fazia um experimento de eletrólise de água acidulada em seu laboratório, detectou um odor particular na liberação de oxigênio, o qual nomeou de “ozone” (do grego "ozein", que significa "cheiro"). Estudos posteriores sugeriam que o ozônio era uma molécula alotrópica de oxigênio, constituída por três átomos, de fórmula O_3 ou O O O. Em 1858, André Houzeau desenvolveu um método para medir ozônio que envolvia uma mistura de iodo e arsênio, descobrindo que o ozônio é um dos gases que compõe no ar natural. Este método foi utilizado por Albert Levy em medidas contínuas do conteúdo de ozônio entre 1877 e 1907 no Observatório Municipal do Parque Mountsouris em Paris.

No início do século XX, surgiram as primeiras medidas de ozônio baseadas na absorção da radiação ultravioleta (UV), quando os franceses Charles Fabry and Henri Buisson estimaram que, se trazido para a superfície da Terra, em Condições Normais de Temperatura e Pressão (CNTP), a coluna total de ozônio teria uma camada de cerca de 3 milímetros de espessura (FABRY; BUISSON, 1913). Alguns anos depois, o cientista Gordon Dobson desenvolveu um espectrofotômetro para medir a coluna de ozônio, instalado em diferentes locais do mundo, sendo utilizado até hoje e tendo sua medida padrão chamada de Unidade Dobson (UD) em reconhecimento a sua contribuição (DOBSON, 1930, 1968).

A maior parte do conteúdo de ozônio da atmosfera (cerca de 90%) concentra-se na estratosfera entre 15 e 35 km (LONDON, 1985), na região conhecida como camada de O_3 , por causa da grande abundância deste elemento nestas altitudes (KIRCHHOFF, 1991), enquanto que a troposfera possui uma quantidade entre 10 e 15 % da abundância natural do O_3 (FISHMAN et al., 1990). A importância da camada de ozônio estratosférica é devido a sua absorção da radiação ultravioleta solar que são prejudiciais para organismos unicelulares e células de plantas e animais, inclusive o ser humano (WMO, 2014).

2.1.1 Formação e Destruição do Ozônio na Atmosfera

No ano de 1930, o britânico Sydney Chapman propôs uma teoria fotoquímica para a produção e destruição do ozônio na estratosfera, chamada de mecanismo de Chapman, no qual o ozônio é constantemente produzido na atmosfera a uma altura em torno de 30 km, em um ciclo iniciado pela dissociação do O_2 (R1) (CHAPMAN, 1930). No entanto, a teoria de Chapman superestimava os perfis de ozônio observados na estratosfera, motivando diversos estudos que

resultaram na adição de novas reações químicas para a perda de ozônio, os chamados "ciclos catalíticos".

Estes novos ciclos esclareceram o papel do hidrogênio (BATES; NICOLET, 1950), dos óxidos de nitrogênio (CRUTZEN, 1970), do cloro e do flúor (STOLARSKI; CICERONE, 1974), do bromo (WOFYSY; MCELROY; YUNG, 1975) na química do ozônio estratosféricos. Em 1974, Mario Molina e F. Sherwood Roland identificaram que a liberação de clorofluorcarbonos produzidos pelo homem seria a maior fonte do cloro destruidor do ozônio na estratosfera (MOLINA; ROWLAND, 1974), que os rendeu o Prêmio Nobel de Química em 1995.

Figura 2.1 – Processos químicos chave e ciclos catalíticos do ozônio.

Processo Químico	Numero da Reação
Mecanismo de Chapman ^a	
$O_2 + h\nu \rightarrow 2O$	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
Ilustração do ciclo catalítico do hidrogênio impar ^b	
$O + OH \rightarrow O_2 + H$	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
Ilustração do ciclo catalítico do nitrogênio impar ^c	
$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$	R14
$O + NO_2 \rightarrow NO + O_2$	R15
Net Cycle 3: $O + O_3 \rightarrow O_2$	R7
Ilustração do ciclo catalítico do cloro impar ^d	
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	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
Ilustração do ciclo catalítico Cl-Br ^e	
$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	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
Algumas importantes reações de acoplamento e reservatório	
$ClO + NO \rightarrow Cl + NO_2$	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
Reações heterogêneas chaves	
$HCl + ClONO_2 \rightarrow HNO_3 + Cl_2$	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

^aChapman [1930].^bBates and Nicolet [1950]; Hampson [1964].^cCrutzen [1970]; Johnston [1971].^dSiolariski and Cicerone [1974]; Molina and Molina [1987].^eMcElroy et al. [1986]; Tung et al. [1986].

Fonte: Adaptada de Solomon (1999).

Devido à rapidez com que ocorrem as reações R2 e R3 e a rápida conversão entre O e

O_3 , criou-se a denominação "Oxigênio ímpar" para a soma das concentrações de $O+O_3$ sendo produzida somente por R1 e consumida somente por R7, ou seja, $O_x = O + O_3$. A Figura 2.1 mostra de forma simplificada todos os ciclos catalíticos envolvidos na química do ozônio estratosférico, sendo a reação R2 a única de produção de ozônio em praticamente toda a atmosfera.

A forma dominante de oxigênio ímpar na estratosfera e abaixo de 50 km é o O_3 , representando 99%. Assim, pode-se assumir que as taxas de formação do ozônio como função da latitude, altitude e estação do ano podem ser calculadas com base na taxa de fotólise do O_2 , sendo mais alta próxima do equador e aumentando com a altitude, reflexo da dependência da variação latitudinal da radiação solar e do ângulo zenital.

Com exceção da transformação fotoquímica dos poluentes industriais e automobilísticos na baixa troposfera, o O_3 é quase exclusivamente criado na estratosfera. No caso da entrada de ar estratosférico rico em O_3 para a baixa troposfera, vale considerar sua forte reatividade e, portanto, sua capacidade como composto tóxico para as mais variadas espécies de vida, incluindo a humana.

Neste âmbito, a Troca Estratosfera-Troposfera (TET) tem impactos importantes sobre a química da atmosfera: ela muda a capacidade oxidativa da troposfera (KENTARCHOS; ROELOFS, 2003) e também afeta o sistema climático, pois o O_3 é um potente gás de efeito estufa (GAUSS et al., 2003; FORSTER et al., 2007).

Moléculas de O_3 na baixa estratosfera têm um longo tempo de vida e podem ser utilizadas como traçadores para estudar o transporte de massas de ar na TET. O conteúdo da coluna de O_3 na alta troposfera e baixa estratosfera depende fortemente de fatores dinâmicos como a variação sazonal no regime de circulação atmosférica, associada com a posição, intensidade e interações do jato subtropical e polar devido ao gradiente térmico latitudinal (BUKIN et al., 2011).

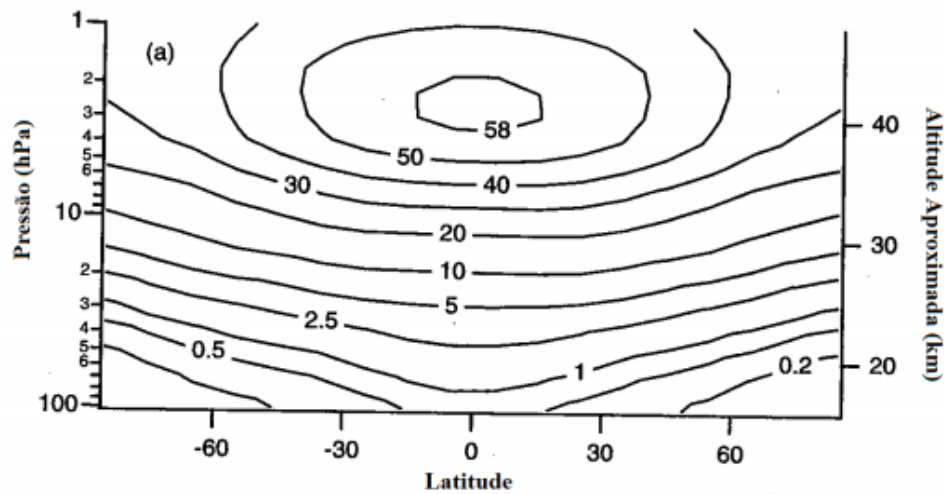
2.1.2 Distribuição de Ozônio na Atmosfera

Comparando as Figuras 2.2 e 2.3, pode-se observar que a região de maior produção não condiz com a de maior concentração de O_3 . As taxas de produção de O_3 são maiores nos trópicos e em torno de 40 km de altitude, enquanto que o pico de concentração está localizado em latitudes mais elevadas, em direção aos pólos.

As máximas concentrações de O_3 estão localizadas aproximadamente em 25 km ao invés de 40 km, onde a taxa de produção é mais alta. Nos pólos, o máximo de O_3 está em altitudes abaixo de 25 km (em torno de 18 km), enquanto que a produção máxima de O_3 acontece em altitudes maiores que 40 km.

Esta defasagem espacial entre produção e concentração de O_3 é explicada pelo trans-

Figura 2.2 – Contornos da média anual da taxa de produção de Oxigênio Ímpar (O_x) (em 10^5 moléculas $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$) a partir da fotólise do O_2 .



Fonte: Adaptada de Dessler (2000), pg. 53.

porte horizontal e vertical que redistribui as massas de ar na atmosfera. A maior concentração de O_3 nos pólos é resultado do movimento do ar para o pólo e para baixo, o qual carrega o O_3 de regiões tropicais, onde a produção deste composto é maior, em direção à região polar, onde a produção é reduzida devido à pouca e fraca incidência dos raios solares nesta região.

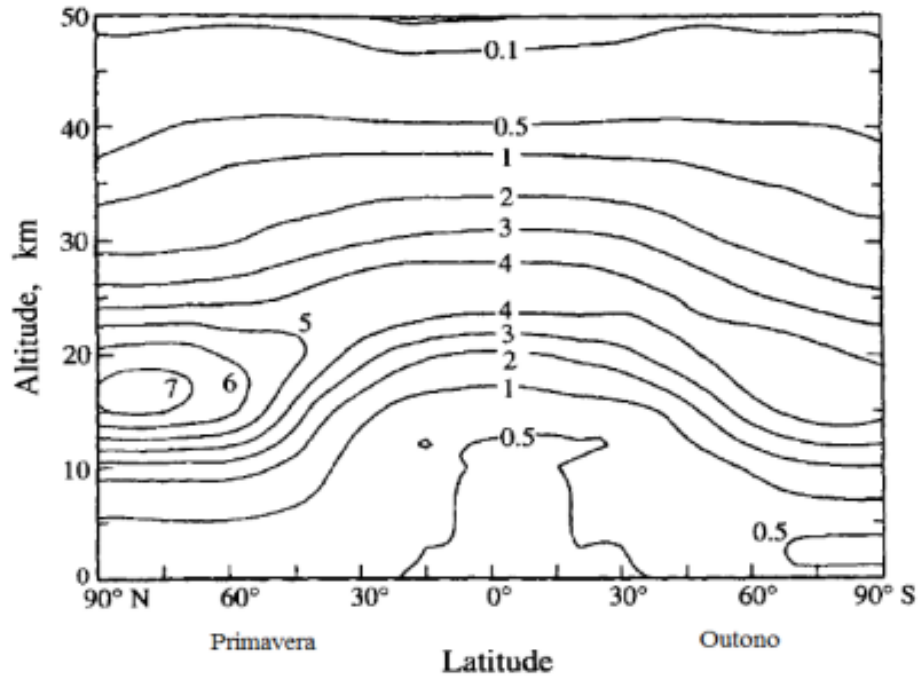
Em escala global e de longo prazo, há uma subida lenta das parcelas de ar da troposfera para a estratosfera nos trópicos; na estratosfera, ocorre um transporte meridional em direção aos pólos e fluxo descendente a partir da estratosfera para a troposfera em latitudes médias e mais altas. Esta circulação representa a circulação global estratosférica, referida na literatura como Circulação Brewer-Dobson (BREWER, 1949; DOBSON, 1930).

A média anual de O_3 varia de pouco menos de 260 UD nas latitudes equatoriais a um máximo de aproximadamente 400 UD nas latitudes subpolares, pois sua coluna total cresce em direção aos pólos em ambos os hemisférios (WHITTEN; PRASAD, 1985). O nível máximo de O_3 varia com a estação do ano, latitude e condições meteorológicas.

O máximo em altas latitudes é um resultado do transporte de ozônio de regiões de produção primária na média e alta estratosfera equatorial para a baixa estratosfera das regiões polares, onde há uma considerável diminuição na produção fotoquímica. O decréscimo na CTO em médias latitudes do HN é muito maior no inverno/primavera do que no verão/outono, ocorrendo principalmente na baixa estratosfera (HAUCHECORNE, 1999).

Segundo Doty e Perkey (1993), do ponto de vista da dinâmica atmosférica, o conhecimento dos ventos no local de estudo não é suficiente para a determinação da origem das massas de ar, porque o vetor velocidade, em parte, é devido ao movimento de rotação e não da translação das massas de ar. Sendo assim, é preciso conhecer a trajetória seguida pelas mesmas e so-

Figura 2.3 – Concentrações de O_3 (em 10^{12} moléculas cm^{-3}) em função da altitude e latitude.



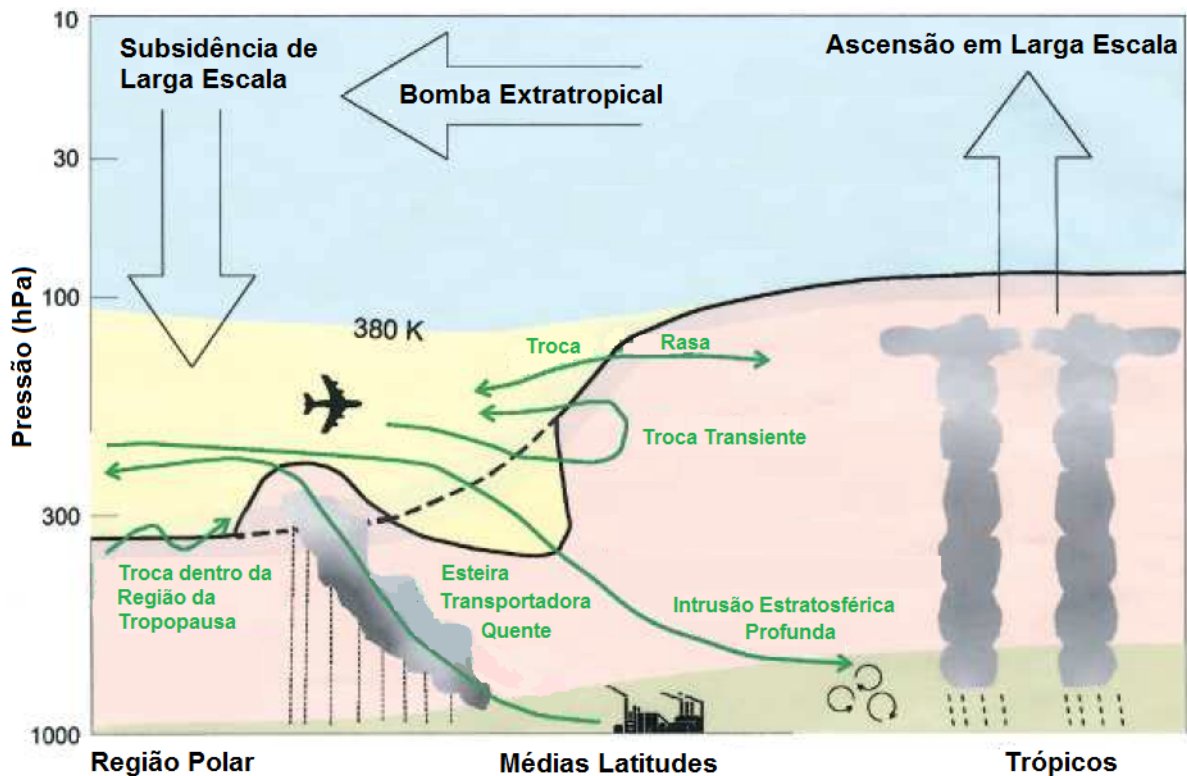
Fonte: Adaptada de Seinfeld e Pandis (2006), pg. 148.

mente através do conhecimento dinâmico da atmosfera é possível mapear esses deslocamentos. Então, uma ferramenta importante para o estudo de transporte dos contaminantes atmosféricos em diferentes níveis de pressão tem sido o cálculo de trajetória de massas de ar em função do tempo.

Neste sentido, os movimentos atmosféricos descritos a partir de um referencial lagrangiano geram trajetórias tangentes aos vetores velocidade da mesma parcela de ar em sucessivos passos de tempo. Um dos principais motivos de calcular trajetórias de parcelas de ar com integrais lagrangianas é derivar as velocidades verticais representativas para a grande escala. Deste modo, as velocidades das parcelas de ar são de fundamental importância para o transporte das mesmas, uma vez que são sustentadas por longos períodos de tempo e, assim, produzem deslocamentos verticais relativamente grandes (DANIELSEN, 1985).

Nos últimos anos, vários trabalhos vêm analisando as características dinâmicas de eventos de TET, bem como sua relação com a variação da concentração de O_3 (STOHL et al., 2003; VINGARZAN, 2004; COOPER et al., 2005; CRISTOFANELLI et al., 2010; BUKIN et al., 2011; LEFOHN et al., 2011, 2012; BRACCI et al., 2012; KUANG et al., 2012; LIN et al., 2012; SKERLAK; SPRENGER; WERNLI, 2014; SKERLAK et al., 2015). No entanto, nenhum desenvolve um estudo delimitado ao Hemisfério Sul. Neste âmbito, tendo a América do Sul sendo fortemente influenciada pela dinâmica atmosférica ao longo do ano, existe a necessidade de desenvolver um estudo que contemple este tema para esta região.

Figura 2.4 – Esquema da circulação estratosférica e o transporte de massas de ar entre troposfera – estratosfera.



Fonte: Adaptada de Stohl et al. (2003).

2.2 ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA

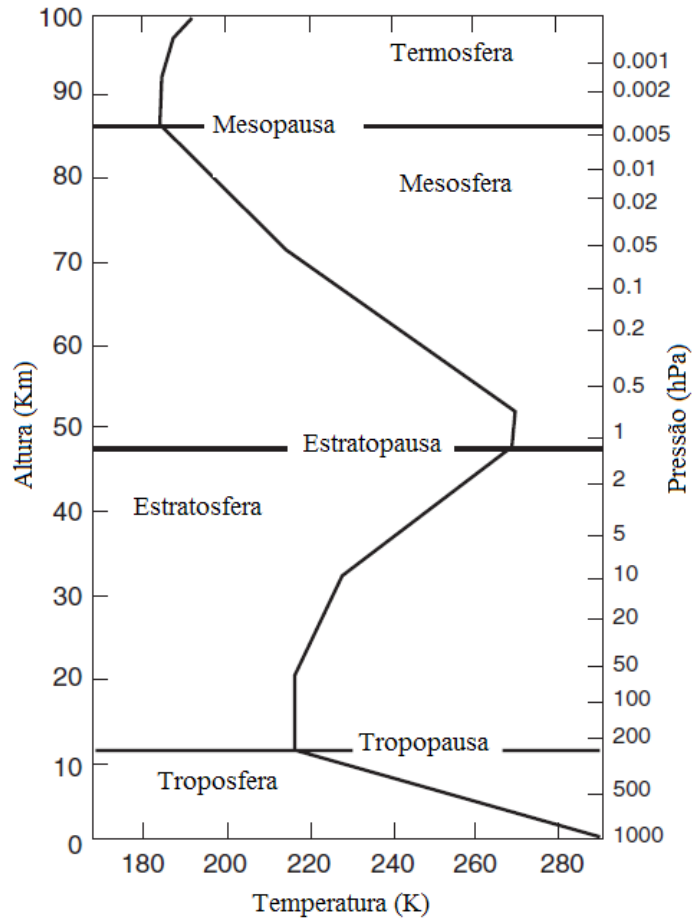
A distribuição vertical da temperatura para condições típicas da atmosfera terrestre está apresentada na Figura 2.5, que fornece uma divisão básica da atmosfera em quatro camadas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera), onde os limites superiores destas camadas são denotados pelo sufixo "pausa" (WALLACE; HOBBS, 2006).

A tropo-("virando" ou "mudando")-sfera é marcada pelo decréscimo da temperatura com a altura, em uma taxa média de aproximadamente $6,5^{\circ}\text{C}$ por quilômetro, ou seja:

$$\Gamma \equiv \frac{\partial T}{\partial z} \sim 6,5^{\circ}\text{C Km}^{-1} \quad (2.1)$$

Onde T é a temperatura e Γ é a taxa de ascensão ("lapse rate"). O ar troposférico, que corresponde 80% da massa da atmosfera, é relativamente bem misturado e está continuamente sendo limpo por aerossóis de gotículas de nuvens e partículas de gelo, algumas caindo na su-

Figura 2.5 – Perfil médio do perfil de temperatura em médias latitudes.



Fonte: Adaptado de Holton (2004).

perfície como chuva ou neve. Dentro da troposfera existem finas camadas onde a temperatura cresce com a altura (isto é, a taxa de ascensão é negativa). Dentro destas "camadas de inversões", é observada uma forte inibição da mistura vertical.

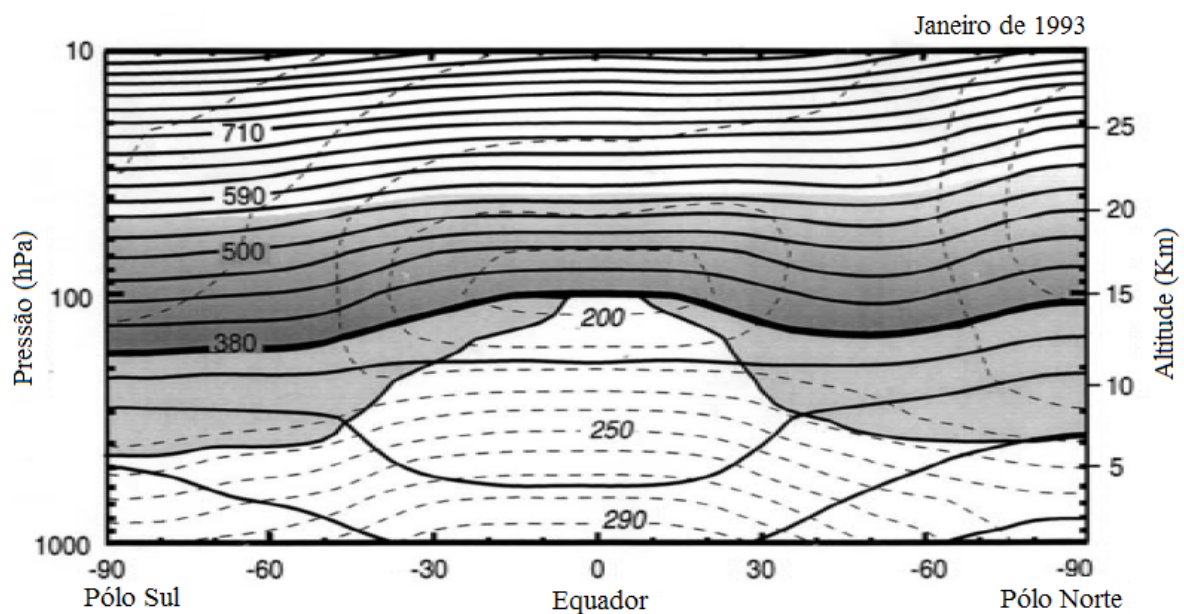
Dentro da estrato-("em camadas")-sfera, a mistura vertical é fortemente inibida pelo aumento da temperatura com a altura, assim como as camadas de inversões observadas na troposfera. O ar estratosférico é extremamente seco e rico em ozônio. A absorção de radiação solar na região do ultravioleta do espectro pela camada de ozônio estratosférico é crítico para a manutenção de vida na Terra. O aquecimento devido a absorção de radiação ultravioleta pelas moléculas de ozônio é responsável pelo máximo de temperatura em aproximadamente 50 Km que define a estratopausa (limite entre a estratosfera e mesosfera).

2.2.1 Tropopausa

A tropopausa é o limite entre a troposfera e a estratosfera (HOLTON, 2004) e pode ser vista na Figura 2.5. A altura da tropopausa varia, normalmente, com altitudes maiores sobre regiões equatoriais e menores em direção aos pólos. Geralmente, a tropopausa é mais alta no verão e mais baixa no inverno em todas as latitudes. Em algumas regiões, "dobras" na tropopausa representam um local onde o ar estratosférico e troposférico se misturam, marcando também a posição das correntes de jato em altos níveis na troposfera (AHRENS, 2012).

O ciclo sazonal na altura da tropopausa (em hPa) do HS é uma oscilação "para cima e para baixo", na vertical. Esta oscilação é consistente com a variação sazonal da força do vórtice polar estratosférico. No HN, a tropopausa move-se para cima e em direção ao pólo durante a transição de inverno para verão; no HS, uma mudança similar na posição média da tropopausa ocorre entre 30 e 40°S. Portanto, o ciclo sazonal da altura da tropopausa do HS é uma oscilação do tipo "gangorra" ("seesaw", termo utilizado por Appenzeler e colaboradores, 1996), em que uma tropopausa relativamente alta na região subtropical é acompanhada por uma tropopausa relativamente baixa nas latitudes em direção aos pólos (claro na Figura 2.6).

Figura 2.6 – Seção transversal latitudinal mostrando as superfícies de temperatura potencial média de Janeiro (linhas sólidas) e temperatura (contornos pontilhados). A linha grossa mostra a isentrópica de 380 K e acima dela todas as θ situam-se completamente na média atmosfera. A região sombreada mais fraca abaixo da isentrópica de 380 K é a baixa estratosfera, que abrange a tropopausa (mostrada pela linha limitando a parte inferior da região sombreada).



Fonte: Adaptado de Holton (2004).

A tropopausa não é uma camada rígida e, conseqüentemente, o ar pode mover-se da estratosfera em direção a zonas frontais na troposfera. Muitos dos episódios de dobra na tropopausa acontecem durante o inverno e primavera e estão intimamente associados com fortes núcleos de jato na alta troposfera. Appenzeler e colaboradores (1996) indicam que o fluxo de massa cruzando a tropopausa na direção estratosfera-troposfera tem um máximo no inverno e um mínimo no fim da primavera e início do verão (para ambos os hemisférios).

2.3 TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA

A presença de características de circulações atmosféricas em escala sinótica na estratosfera inferior pode ter implicações importantes para o transporte de constituintes e para processos que ligam a estratosfera e a troposfera, incluindo a troca de material entre elas (LAMARQUE; HESS; TIE, 1999). Canziani e Legnani (2006) mostraram que anomalias ligadas a perturbações troposféricas de escala sinótica podem penetrar para a baixa estratosfera, bem além da tropopausa, chegando até 50 hPa nos casos de maior amplitude.

Antes da década de 1950, pensava-se que a tropopausa era uma camada muito bem definida entre a estratosfera e a troposfera e que havia um pequeno transporte de massa cruzando a tropopausa. Hoje sabe-se que intrusões da estratosfera para a troposfera não se comportam ao acaso, mas ocorrem em estreitas regiões próximas a sistemas frontais (onde geralmente massas de ar de origem polar se encontram com massas de ar tropicais) na alta troposfera (CARLSON, 1998).

As dobras na tropopausa ocorrem quando a deformação da tropopausa leva a intrusão de uma certa quantidade de ar estratosférico para dentro da média e baixa troposfera. Elas começaram a ser estudadas intensivamente durante os anos 1960 (DANIELSEN, 1968), primeiro a fim de descrever o transporte de ar estratosférico para dentro da troposfera e mais tarde para determinar sua conexão com sistemas frontais e núcleos de corrente de jato (núcleo de máxima velocidade do vento zonal localizado logo abaixo da tropopausa) na alta troposfera (RIEHL, 1962; UCCELINI; JOHNSON, 1979). Elas são rapidamente detectadas em uma sondagem como uma camada seca, com alta estabilidade estática, rica em O_3 e com cisalhamento vertical do vento (VAN-HAVER et al., 1996; BEEKMANN et al., 1997; BITHELL; VAUGHAN; GRAY, 2000).

O desenvolvimento de dobras se dá na troposfera e estratosfera baroclínica, onde a tropopausa é inicialmente inclinada e há um grande gradiente de temperatura potencial (θ) ao longo da tropopausa (DANIELSEN, 1968). Os mecanismos para a produção das dobras na tropopausa e sua relação com o desenvolvimento da dinâmica em superfície, tornaram-se foco de atenção durante os anos 1970 e 1980 (UCCELINI; JOHNSON, 1979; HOSKINS; MCINTYRE; ROBERTSON, 1985; KEYSER; SHAPIRO, 1986; ROSENFELD; SCHOEBERL; GELLER, 1987). Ao mesmo tempo, várias hipóteses em relação ao papel da vorticidade potencial e o

comportamento da tropopausa no início da convecção severa localizada e na ciclogênese foram levantadas.

É importante ressaltar que na atmosfera também existe o fenômeno conhecido como Troca Troposfera-Estratosfera, onde as parcelas de ar saem da troposfera, cruzam a tropopausa e entram para a estratosfera, em um percurso inverso ao da TET. A troca de massa entre a troposfera e estratosfera é importante no sentido de que introduz gases envolvidos na destruição de O_3 (CFCs, N_2O , água, etc) para dentro da estratosfera (HINTSA et al., 1998). No entanto, o presente estudo busca analisar somente os efeitos dinâmicos relacionados à TET, cabendo a análise das Trocas Troposfera-Estratosfera para trabalhos futuros.

2.3.1 Vorticidade Potencial

A vorticidade potencial (Potential Vorticity, PV do inglês) avaliada em superfícies isentrópicas (onde a entropia é conservada, ou seja, o processo é adiabático e a temperatura potencial também se conserva) foi apresentada por (ROSSBY, 1940) como uma propriedade que se conserva em um fluxo adiabático e sem fricção. Reed e Sanders (1953) utilizaram a vorticidade potencial como um traçador e estabeleceram que o ar em sistemas frontais na média e alta troposfera são originadas na estratosfera. Hoskins e Sardeshmukh (1987) mostraram que a vorticidade potencial pode ser transportada somente pelo fluxo cruzando as isentrópicas; ela não pode ser criada ou destruída dentro de uma camada limitada por superfícies isentrópicas.

A forma da vorticidade potencial (PV) é dada a seguir:

$$PV \equiv (\zeta_{\theta} + f) - (g \frac{\partial \theta}{\partial p}) = cte \quad (2.2)$$

Onde $\zeta_{\theta} = (\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})_{\theta}$ é a vorticidade relativa em superfícies isentrópicas, f é a vorticidade planetária, $(\zeta_{\theta} + f)$ é a vorticidade absoluta em superfícies isentrópicas e $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ é a medida da estabilidade da atmosfera.

A quantidade “PV” (unidade: $Kkg^{-1}m^2s^{-1}$) é a vorticidade potencial de Ertel (1942) na forma de coordenada isentrópica. Ela é definida, por convenção, sendo positiva no Hemisfério Norte (HN) e negativa no Hemisfério Sul (HS). De acordo com a expressão (2.2), a vorticidade potencial é conservada seguindo o movimento em um fluxo adiabático e sem fricção. Na essência, a vorticidade potencial é uma medida da razão da vorticidade absoluta para a espessura efetiva do vórtice. Na expressão, por exemplo, a espessura efetiva (medida da estabilidade atmosférica) é a distância diferencial entre as superfícies de temperatura potencial medidas em unidades de pressão $(-\frac{\partial \theta}{\partial p})$.

A vorticidade potencial é na ordem de $1 \text{ PVU} = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$, onde PVU é a uni-

dade de vorticidade potencial. Esta terminologia é introduzida para simplificar as unidades de PV. Valores menores do que 1,5 PVU estão geralmente associados à troposfera, enquanto que valores maiores estão normalmente associados com ar estratosférico (BLUESTEIN, 1993).

O valor de PV que melhor representa o transporte dinâmico na tropopausa é normalmente entre valores de 1 a 4 PVU (KUNZ et al., 2011). Hoerling, Schaack e Lenzen (1991) sugerem que fora dos trópicos a tropopausa pode ser delineada por valores de PV dentro do alcance de 1 e 3,5 PVU. Acima da tropopausa extratropical, as magnitudes de PV na baixa estratosfera são em torno de 4 PVU e elas crescem rapidamente para cima e em direção aos pólos. Por esta razão, o valor atual de PV selecionado para definir a tropopausa é arbitrário. Neste estudo, foi usado o valor de -2 PVU (negativo por ser no HS), referindo-se a uma tropopausa dinâmica, também usada por (HOSKINS; MCINTYRE; ROBERTSON, 1985; HOLTON et al., 1995; STOHL et al., 2003; SKERLAK; SPRENGER; WERNLI, 2014; SKERLAK et al., 2015).

Segundo Danielsen (1985), a vorticidade potencial (PV) é positivamente correlacionada com a razão de mistura do O_3 logo abaixo de sua máxima concentração na estratosfera. Esta correlação prevê uma base racional para a observação de O_3 em escala global e permite separar os efeitos produzidos por transporte daqueles produzidos por processos fotoquímicos. Devido a sua conservação em um fluxo sem fricção e adiabático, a tropopausa dinâmica baseada em PV pode ser pensada como uma superfície contínua (REED; DANIELSEN, 1958).

Uma tropopausa extratropical corresponde a uma superfície de vorticidade potencial (PV) constante. A fronteira entre o ar estratosférico, ao longo das isentrópicas que abrangem a tropopausa, é muitas vezes marcada por uma faixa de fortes gradientes de vorticidade potencial, que coincide com o eixo de uma corrente de jato na troposfera superior (entre 10 e 15 Km) (HOLTON et al., 1995). O transporte meridional de ar na baixa estratosfera em latitudes médias pode ser estudado usando a vorticidade potencial, que pode ser considerada como um traçador de movimentos em uma escala de tempo de aproximadamente até 10 dias (HAUCHECORNE, 1999).

2.4 FLUXO DE MASSA

O transporte de massa não pode ser diretamente interpretado em termos de fluxos de traçadores; mas pode-se antecipar que a adição de traçadores para a troposfera será fortemente correlacionada com as variações no transporte de massa analisadas (APPENZELER; HOLTON; ROSENLOF, 1996).

Para movimentos em escala sinótica, a componente da velocidade vertical é tipicamente na ordem de poucos centímetros por segundo. No entanto, sondagens meteorológicas habituais somente fornecem a velocidade do vento em uma precisão de aproximadamente metro por segundo. Portanto, em geral a velocidade vertical não é uma medida direta, mas deve ser

inferida a partir de campos medidos de forma direta (HOLTON, 2004). Por isso, teve-se o cuidado de transformar o dado de velocidade vertical Omega, disponibilizado pela reanálise 2 do NCEP/NCAR, na componente vertical da velocidade do vento, realçando-a através de um fator de correção de 10^2 , uma vez que em distúrbios de escala sinótica, este termo é duas ordens de grandeza menor que a componente meridional do vento.

Uma abordagem para avaliar as velocidades verticais e fluxos de massa associados à Circulação Brewer-Dobson (CBD) é baseada na resolução das equações termodinâmica e de continuidade onde as taxas de aquecimento radiativo são derivadas de um modelo de transferência radiativa com dados de entrada observados (RANDEL; GARCIA; WU, 1996). Ao negligenciar a tendência temporal meridional e a divergência do fluxo turbulento na equação termodinâmica, têm-se:

$$\overline{W}^* \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdot \frac{\overline{T}}{\theta} = \overline{Q} \quad (2.3)$$

Onde T é a temperatura, θ a temperatura potencial, \overline{W}^* a velocidade vertical média no espaço e no tempo e \overline{Q} o “aquecimento diabático médio no espaço”.

Na alta troposfera tropical e na baixa estratosfera, a liberação de calor latente é negligenciada e \overline{Q} torna-se a taxa de aquecimento radiativo. \overline{W}^* pode ser calculada por \overline{Q} de um modelo de transferência radiativa. Segundo Randel, Garcia e Wu (2013), para um dado nível, o fluxo de massa vertical é:

$$F_{mass} = \rho \cdot \overline{W}^* \quad (2.4)$$

Dois métodos comumente usados para inferir o campo de movimento vertical são o método cinemático, baseado na equação da continuidade e o método adiabático, baseado na equação da energia termodinâmica. Ambos os métodos são normalmente aplicados usando a sistema de coordenada isobárica, de modo que $\omega(p)$ é inferido ao invés de $W(z)$.

$$\omega \equiv \frac{Dp}{Dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + V \cdot \nabla p + W \frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.5)$$

Para movimentos na escala sinótica, a velocidade horizontal é geostrófica em uma primeira aproximação. Portanto, pode-se escrever $\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_a$, onde \vec{V}_a é o vento ageostrófico e $|\vec{V}_a| \ll |\vec{V}_g|$. No entanto, $\vec{V}_g = (\rho f)^{-1} \vec{k} \times \vec{\nabla} p$, de modo que $\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} p = 0$. Usando este resultado mais a aproximação hidrostática, pode-se re-escrever a equação (2.3) como:

$$\omega = \frac{Dp}{Dt} + V_a \cdot \nabla p - g\rho W \quad (2.6)$$

Comparando as magnitudes dos três termos da direita na equação (2.4), para movimentos na escala sinótica:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial t} &\approx 10hPa d^{-1} \\ V_a \cdot \nabla p &\approx 1ms^{-1}1PaKm^{-1} \approx 1hPa d^{-1} \\ g\rho W &\approx 100hPa d^{-1} \end{aligned}$$

Portanto, é uma boa aproximação considerar:

$$\omega = -\rho g W \quad (2.7)$$

Substituindo na equação (2.5):

$$F_{mass} = \frac{-\omega^*}{g} \quad (2.8)$$

cuja unidade no S.I. é kg/m²s.

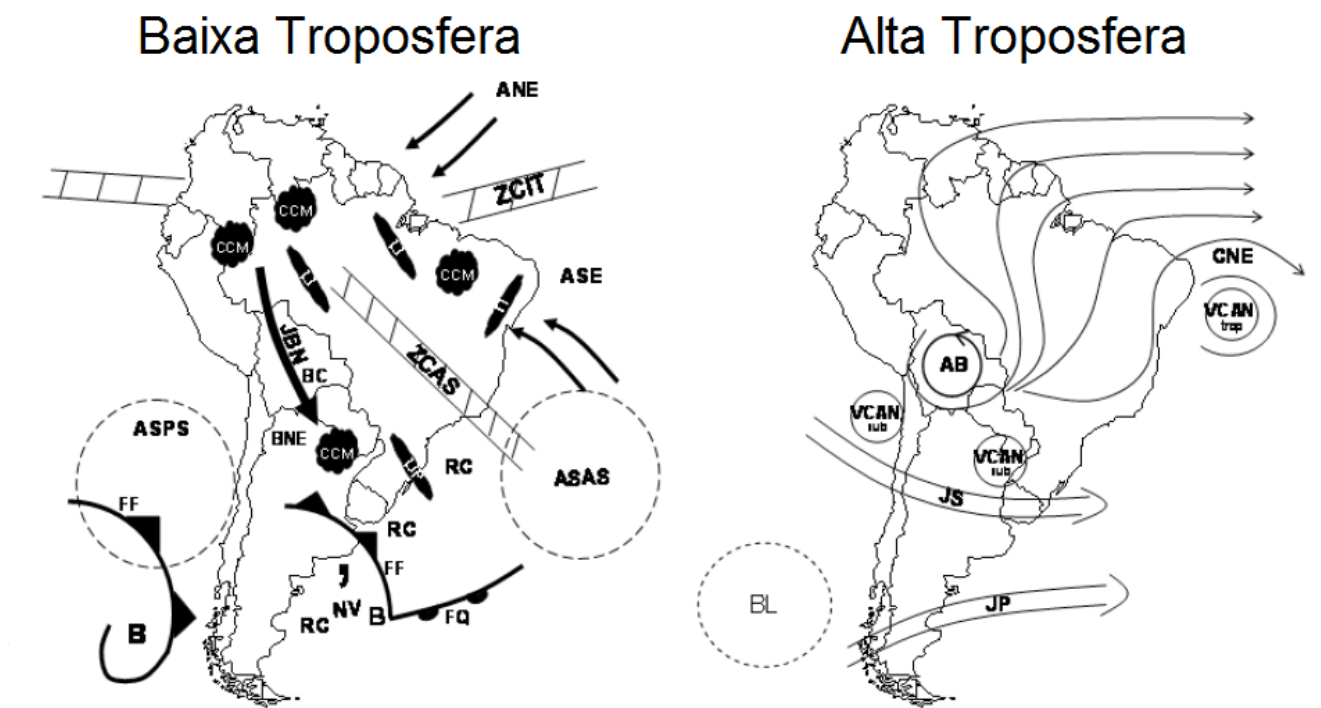
2.5 SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES NO SUL DO BRASIL

Reboita et al. (2010) trazem os principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul. Em relação à baixa troposfera tem-se os Ventos Alísios de Nordeste (ANE), Ventos Alísios de Sudeste (ASE), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), Baixa Pressão (B), Baixa do Chaco (BC), região de Baixas térmicas no Noroeste argentino (BNE), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), Fren-

tes Frias (FF), Frentes Quentes (FQ), Jatos de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, Linhas de Instabilidade (LI) tropical, Linhas de Instabilidade Pré-frontal (LIP), Nuvens Vírgula (NV), Regiões Ciclogênicas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Em relação à alta troposfera, observa-se: Alta da Bolívia (AB), Região de Bloqueios Atmosféricos (BL), Cavado do Nordeste do Brasil (CNE), Jato Subtropical (JS), Jato Polar (JP), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais (VCAN). Estes sistemas, tanto da baixa quanto da alta troposfera, estão apresentados na Figura 2.7.

Figura 2.7 – Esquema dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul.



Fonte: Reboita et al. (2010).

Considerados os sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul e a localização do estado do Rio Grande do Sul em relação a eles, vale ressaltar o vasto campo de possibilidades da influência destes sistemas, como por exemplo na redistribuição de compostos químicos na atmosfera, com destaque para a concentração do O_3 , foco deste estudo.

2.6 CORRENTE DE JATO EM ALTOS NÍVEIS

Missões aéreas militares tornaram-se comuns após a Segunda Guerra Mundial, em altitudes em torno de 9 e 13 km. Além disso, a partir na década de 1950 os serviços comerciais aéreos tornaram-se cada vez mais regulares. Em meio a este contexto, balões-sonda eram desenvolvidos para penetrar a tropopausa diariamente e em vários pontos do globo, fornecendo informações do vento, temperatura e altura das superfícies isobáricas de grandes altitudes. Todas estas fontes de dados possibilitaram a descoberta de uma região próxima à tropopausa que possui um estreito núcleo com alta velocidade do vento, limitado em ambos os lados por grandes extensões de movimento mais lento (RIEHL, 1962).

A nova descoberta chamaria-se "Corrente de Jato"(ROSSBY, 1947), nome que foi amplamente aceito, embora o mérito de sua descoberta tenha sido disputado. Durante a fase inicial das pesquisas, acreditava-se que havia uma única corrente de jato ao redor do hemisfério. No entanto, seguindo as redes de sondagem no ártico e regiões tropicais, esta teoria teve de ser alterada, especialmente no inverno. Durante esta estação, pode-se encontrar três sistemas distintos de corrente de jato: a Corrente de Jato Subtropical (que marca o limite polar da célula tropical da circulação geral), a Corrente de Jato da Frente Polar (que está associado com as principais zonas frontais e ciclones das latitudes médias e subpolares) e a Corrente de Jato da Noite Polar (situada na alta estratosfera nos círculos polares Ártico e Antártico).

A corrente de jato é um dos principais padrões de circulação tropoférica relacionado com o transporte de O_3 na estratosfera, desempenhando um papel de destaque na distribuição vertical de O_3 (BUKIN et al., 2011) e atuando de forma direta na TET (TANG; PRATHER, 2010; MANNEY et al., 2011; TRICKL et al., 2011).

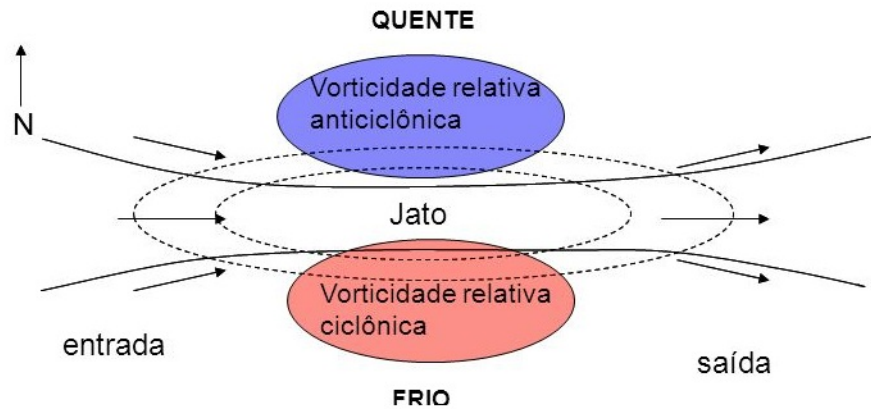
A corrente de jato subtropical se propaga de oeste para leste ao longo da latitude de 35°S , se deslocando para 30°S em direção ao equador no inverno e para 45°S em direção ao pólo no verão do HS. Ao mesmo tempo, a velocidade do Núcleo da Corrente de Jato (NCJ) varia de um máximo no inverno para um mínimo no verão (BUKIN et al., 2011).

O forte movimento descendente próximo da corrente de jato em altos níveis é um pré-requisito para a dobra na tropopausa (CARLSON, 1998), juntamente com sua posição, intensidade e processos de interação com distúrbios sinóticos (BUKIN et al., 2011). Devido à estratosfera ser uma região com alta estabilidade estática (condição de estabilidade para perturbações de parcelas do ar na vertical), os movimentos verticais tendem a ser depositados acima da tropopausa. Da mesma forma, quando o ar está descendo, altos gradientes nos movimentos verticais podem ocorrer.

Cinematicamente, isto produz uma compressão das isentrópicas, levando à formação de uma zona frontal. Esta descida concentra os gradientes de temperatura (tanto vertical quanto horizontal) na alta troposfera abaixo do NCJ. O fato da tropopausa não ser uma superfície rígida permite que ela seja distorcida (dobrada) em resposta ao forçante dinâmico do movimento descendente. A tropopausa se move para baixo e é então introduzida em uma estreita zona

frontal. A razão para a entrada de ar estratosférico diretamente para regiões de frente em alta troposfera, abaixo do núcleo do jato, é explicado em termos do desenvolvimento de circulações transversas/verticais naquela região.

Figura 2.8 – Esboço da Corrente de Jato em Altos Níveis para o Hemisfério Sul.



Fonte: Própria autora.

Como mostrado na Figura 2.8, na região de entrada (saída) do Núcleo há aceleração ageostrófica (desaceleração) da parcela de ar e o resultado dessa aceleração é dado pela Equação da variação da Energia Cinética para um fluido invíscido (efeitos de viscosidade molecular são negligenciáveis), dada por:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\vec{V}^2}{2} \right) = -\vec{V} \cdot \nabla \phi \quad (2.9)$$

Como o vetor vento é $\vec{V} = \vec{V}_{ag} + \vec{V}_g$ e $\vec{V}_g \cdot \nabla \phi = 0$, a Equação 2.8 pode ser escrita como:

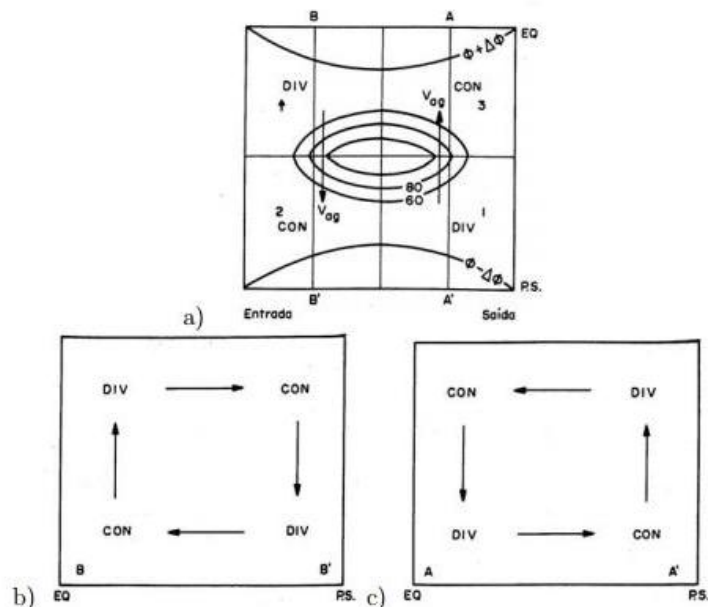
$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\vec{V}^2}{2} \right) = -\vec{V}_{ag} \cdot \nabla \phi \quad (2.10)$$

Onde \vec{V}_{ag} é a componente ageostrófica do vento, \vec{V}_g a componente geostrófica do vento e ϕ é a aceleração ageostrófica.

Considerando essa aceleração (desaceleração) ageostrófica e analisando o NCJ no HS (Figura 2.8), para uma variação de energia cinética positiva (negativa) na região de entrada (saída) do NCJ, \vec{V}_{ag} deve ser negativo (positivo). Da Equação 2.9, tem-se que \vec{V}_{ag} está relacionada ao divergente do vento. Na região de entrada (saída) do NCJ, observa-se divergência (convergência) de massa em altos níveis no lado equatorial e convergência (divergência) de massa do lado polar.

Estes padrões de divergência-convergência em baixos e em altos níveis geram um ajuste de massa na vertical (SANTOS, 2006). Isso é ilustrado na Figura 2.9(b) (na entrada do NCJ) onde se nota uma circulação direta, com ascendência (subsidiência) de ar quente (ar frio), enquanto na Figura 2.9(c) (saída do NCJ), observa-se uma circulação indireta, com ascendência (subsidiência) de ar frio (ar quente). Regiões de convergência (divergência) de massa em superfície, provocadas pelo padrão de divergência (convergência) de massa observada na entrada equatorial (entrada polar) e saída polar (saída equatorial) do NCJ produzem tendências de pressão negativas (positivas).

Figura 2.9 – Modelo de quatro quadrantes em que: (a) Esquema de circulação em torno de um Núcleo de Corrente de Jato (NCJ) no plano horizontal em altos níveis; (b) Circulação transversal direta ao longo de B-B', na entrada do NCJ; (c) Circulação transversal indireta ao longo de A-A', na saída do NCJ.



Fonte: Guedes (1985).

No entanto, para NCJs não retilíneos, a análise acima não é válida, visto os efeitos de curvatura, que são amplificados pelo padrão de escoamento meridional com cavados e cristas atuando. Sendo assim, Beeb e Bates (1955) sugeriram que uma corrente de jato com curvatura

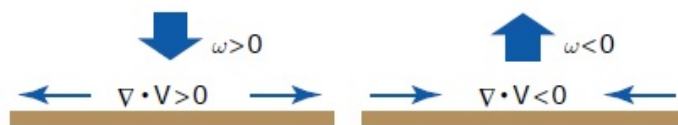
ciclônica (i.e., localizada na base de um cavado) teria divergência e convergência mais pronunciadas no lado ciclônico, onde a vorticidade absoluta deve ser negativa (RIEHL; BERRY; MAYNARD, 1955).

O oposto é verdadeiro para jatos com curvatura anticiclônica (i.e., localizado na crista). Esse efeito de curvatura também foi estudado por Moore e Vanknowe (1992), os quais utilizaram um modelo simples de duas camadas de equações primitivas, chegando à conclusão de que a corrente de jato com ambas as curvaturas (ciclônica e anticiclônica) é acompanhada por um padrão de duas células de movimento vertical, o qual é significativamente maior que o encontrado no padrão de quatro células na corrente de jato retilínea. Além disso, observaram que a curvatura anticiclônica gera divergência a leste do eixo da crista e convergência à oeste (HS).

2.6.1 Corrente de Jato e Convergência em Altos Níveis

A Corrente de Jato em Altos Níveis (CJAN) tem um papel crucial na distribuição de constituintes atmosféricos na sua vizinhança, pois são observados movimentos verticais transversos relacionados ao seu núcleo de máxima velocidade horizontal, em resposta à convergência e divergência das parcelas de ar nesta região. A Figura 2.10 mostra os sinais de ω na média troposfera associados com a convergência e divergência na baixa troposfera. Movimento ascendente ocorre quando há convergência (divergência) em baixos (altos) níveis e movimento descendente acontece quando ocorre convergência (divergência) em altos (baixos) níveis.

Figura 2.10 – Sinais de ω na média troposfera associados com a convergência e divergência na baixa troposfera.



Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Segue então que as parcelas de ar na alta troposfera, quando convergem, requerem movimento vertical do ar para baixo para compensar a contração lateral. O contrário ocorre quando existe divergência na alta troposfera, que é uma resposta do movimento vertical ascendente causado por convergência em baixos níveis na troposfera. Neste caso, o movimento vertical ascendente tende a ser amortecido quando chega próximo da estratosfera.

O campo de movimento vertical pode ser inferido do campo do vento horizontal com base na equação da continuidade, que é uma expressão para a conservação de massa. Ao consi-

derar uma parcela de ar em forma de bloco com dimensões δx , δy e δp , se a atmosfera está em balanço hidrostático, a massa do bloco é dada por:

$$\delta M = p \delta x \delta y \delta z = \frac{-\delta x \delta y \delta p}{g} \quad (2.11)$$

Devido à massa do bloco não mudar com o tempo:

$$\frac{d}{dt}(\delta x \delta y \delta p) = 0 \quad (2.12)$$

Ou em forma expandida:

$$\delta y \delta p \frac{d}{dt}(\delta x) + \delta x \delta p \frac{d}{dt}(\delta y) + \delta x \delta y \frac{d}{dt}(\delta p) = 0 \quad (2.13)$$

Expandindo a taxa de tempo de mudança de δx , δy e δp em termos de derivadas parciais dos componentes de velocidade, têm-se:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (2.14)$$

Ou, na forma vetorial:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{V} \quad (2.15)$$

Portanto, divergência horizontal ($-\vec{\nabla} \cdot \vec{V}$) é acompanhada por redução vertical da parcela ($\frac{\partial \omega}{\partial p}$), e convergência horizontal ($\vec{\nabla} \cdot \vec{V}$) é acompanhada por estiramento vertical da parcela ($-\frac{\partial \omega}{\partial p}$), como já visto na Figura 2.1.

A convergência pode ser considerada como a divergência com sinal negativo. Desse modo, para ser convergência:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0 \quad (2.16)$$

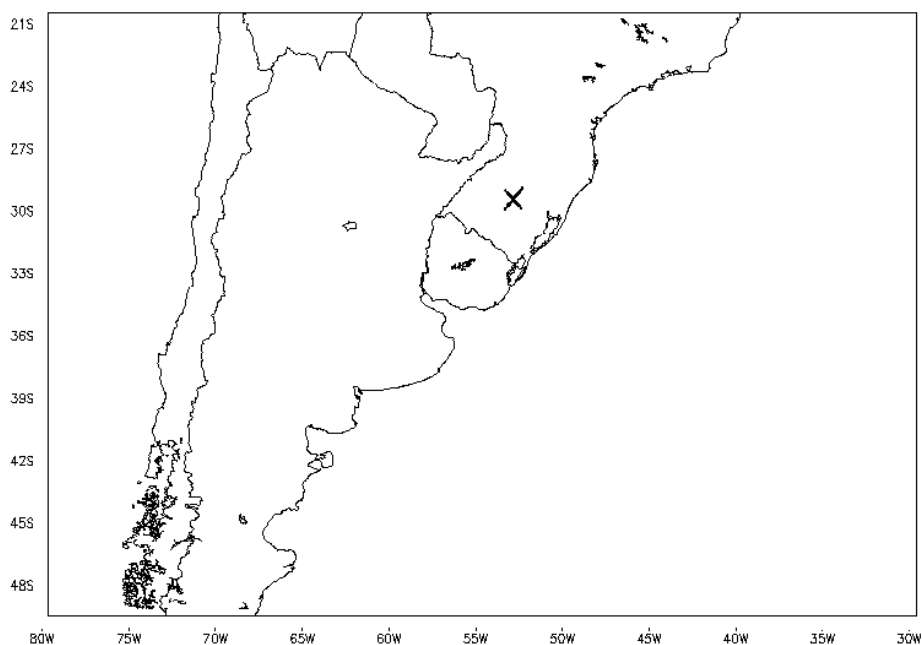
3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 REGIÃO DE ABRANGÊNCIA DO ESTUDO

A cidade escolhida para utilizar os dados de CTO foi Santa Maria (Rio Grande do Sul, Brasil, 29,72°S; 53,72°O), localizada em uma região que sofre influência de vários sistemas meteorológicos ao longo do ano. Essa faixa de latitude está climatologicamente sob influência do ramo descendente da célula de Hadley e Ferrel (PEIXOTO; OORT, 1992), a qual inibe os movimentos verticais ascendentes na atmosfera.

A região escolhida para detectar os eventos de TET compreende uma área entre 20 e 50°S de latitude e 30 e 80°O de longitude, representando o Sul da América do Sul. A Figura 3.1 mostra a região considerada para o desenvolvimento das análises dos casos de TET e também destaca a RCRS.

Figura 3.1 – Mapa do Sul da América do Sul (delimitado entre 20 e 50°S e 30 e 80°O), indicando a localização da Região Central do Rio Grande do Sul (RCRS) com um X.



Fonte: Própria autora.

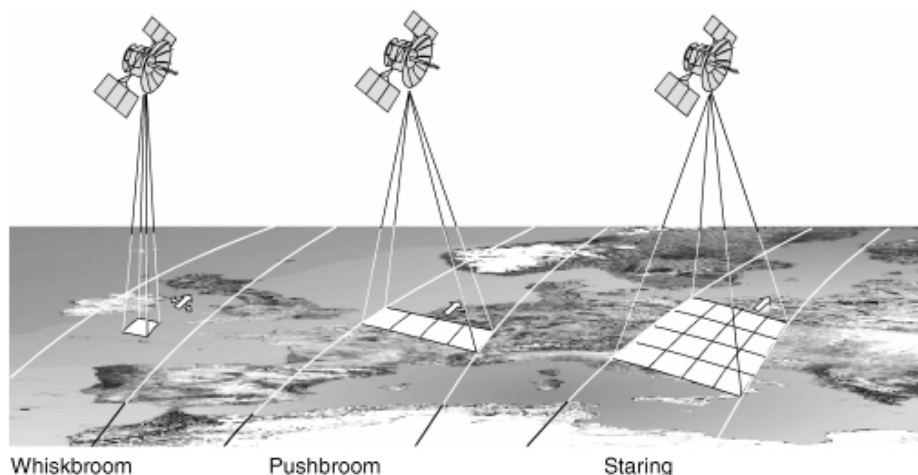
Obtida a região onde ocorreu a entrada de ar estratosfera-troposfera, busca-se a trajetória das parcelas de ar a partir deste local; se a massa de ar que entrou na troposfera via TET chegar

ou passar entre 29 e 31°S, considera-se que ela vai ter influência sobre a atmosfera da Região Central do Rio Grande do Sul (RCRS). Sendo assim, as análises desenvolvidas neste estudo podem trazer os aspectos tanto das TET que não influenciaram a atmosfera da RCRS, bem como aquelas que chegaram a essa região.

3.2 DADOS

As medidas de CTO utilizadas são do instrumento OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) cuja resolução espacial é de 13 km x 25 km, lançado no ano de 2004 a bordo do satélite ERS-2 para a Missão Aura EOS. O instrumento OMI emprega imagem hiperespectral em uma varredura do tipo “push-broom” (a Figura 3.2 mostra a diferença entre os diferentes tipos de varreduras pelos satélites) a fim de observar a radiação solar retroespalhada nas regiões espectrais do visível e ultravioleta (OMI, 2015). Os dados diários (referentes à passagem do satélite pela região) são disponibilizados no endereço eletrônico <http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=1593048672id=28>. O instrumento é uma contribuição da Agência Holandesa para Programas Aeroespaciais (*Netherlands’s Agency for Aerospace Programs - NIVR*) em colaboração com o Instituto para fins Meteorológicos (*Finnish Meteorological Institute - FMI*) para a missão Aura. A unidade utilizada para medir a CTO é a unidade Dobson (UD), onde $1UD = 10^{-3}$ cm de O_3 na CNTP.

Figura 3.2 – Tipos de varreduras de satélites.



O instrumento OMI é uma peça chave para monitorar a cobertura da camada de ozônio em resposta à remoção química gradual dos CFCs (Cloro Flúor Carbonetos), acordado por diversas nações do mundo no protocolo de Montreal, com algumas recentes modificações em Copenhague and Londres. O instrumento observa a radiação retroespalhada da Terra com

um telescópio, alimentando imagens em dois espectrômetros. Cada espectrômetro emprega um detector CCD. A calibração a bordo inclui uma fonte de luz branca, LEDs e um difusor multi-superfície de calibração solar. Um despolarizador remove a polarização da radiação retroespalhada.

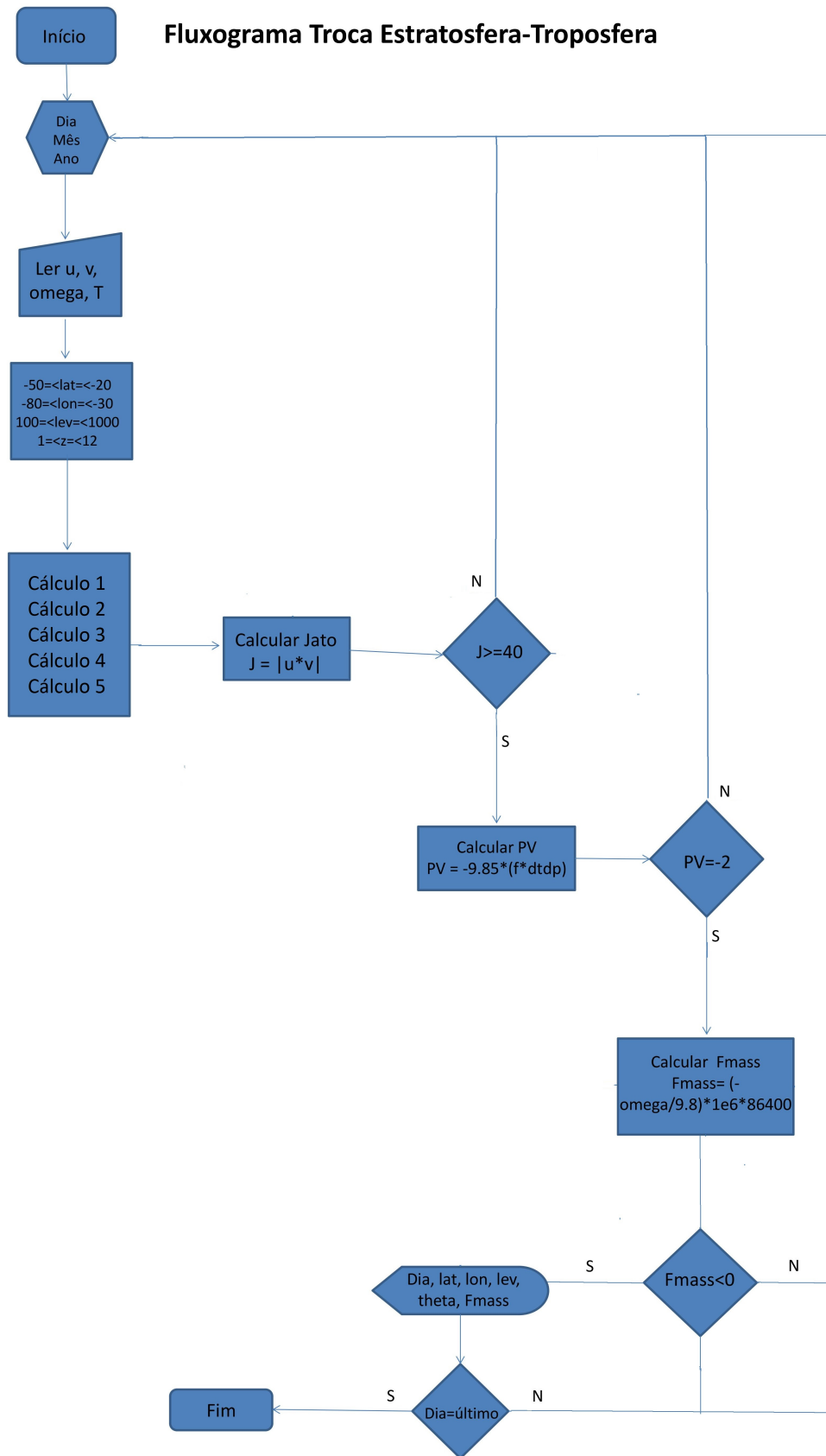
Para a análise dos campos meteorológicos, usou-se os dados médios diários de reanálise 2 das componentes horizontal (meridional e zonal) e vertical do vento e temperatura do ar para os níveis de 1000 a 10 mb fornecidos pelo NCEP/DOE (*The National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy*), com resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude / longitude (NCEP/DOE, 2015), disponíveis em http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep_reanalysis2.pressure.html. Os dados possuem 17 níveis de pressão (hPa): 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10. Porém, neste trabalho foram usados o "corte vertical" entre 1000 hPa e 100 hPa e "cortes horizontais" nos níveis de 500 hPa e 250 hPa, que serão explicados mais detalhadamente no decorrer do texto.

Em termos de qualidade da resolução dos dados meteorológicos, existem outras fontes como o ERA-Interim (ECMWF) cuja resolução é de $1^\circ \times 1^\circ$. No entanto, como neste trabalho os objetivos podem ser alcançados através de análises que não exigem uma resolução espacial muito grande, a resolução anteriormente citada ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) é suficiente para o desenvolvimento do mesmo. Os dados de reanálise 2 do NCEP-DOE são uma versão aprimorada dos dados do modelo de reanálise 1 do NCEP-NCAR, que corrigiu erros e atualizou parametrizações de processos físicos.

A partir deles, foram gerados mapas: I) corte vertical de temperatura potencial (em K), vento (em m/s), vorticidade potencial (PVU) e fluxo de massa ($\text{KgKm}^2\text{dia}^{-1}$); e II) vento horizontal em 250 hPa e Omega em 500 hPa, os quais visam auxiliar a visualização dos campos referentes à dinâmica atmosférica da região em questão.

A fim de identificar os eventos de TET, foram considerados alguns critérios: primeiro, todos os casos analisados neste trabalho têm a Corrente de Jato em Altos Níveis (250 hPa) atuando de forma a intensificar a entrada de ar estratosférico para a troposfera. Neste sentido, foram calculadas a região de convergência máxima no núcleo deste sistema, que deveria apresentar uma velocidade de no mínimo 40 m/s. Segundo, detecta-se a tropopausa (isolinha de -2 PVU para regiões de médias latitudes no hemisfério sul) e logo a seguir calcula-se o fluxo de massa (que deve ser menor que zero), para representar movimento descendente nesta superfície, visto que este trabalho tem seu foco nas Trocas Estratosfera-Troposfera, não se preocupando com as Trocas Troposfera-Estratosfera. A Figura 3.3 resume o algoritmo desenvolvido.

Figura 3.3 – Fluxograma Troca Estratosfera-Troposfera.



Fonte: Própria autora.

Na Figura 3.3:

$$\text{Cálculo 1} = \text{Termo de Coriolis} = f = 2 \times 7,29 \times 10^{-5} \times \text{sen}\left(\frac{\text{lat} \times 3,1415}{180}\right)$$

$$\text{Cálculo 2} = \text{Variação do tempo} = dt = T(z-1)^{\frac{1000}{\text{lev}(z-1)0,286}} - T(z+1)^{\frac{1000}{\text{lev}(z+1)0,286}}$$

$$\text{Cálculo 3} = \text{Variação do nível isobárico} = dp = 100 \times (\text{lev}(z-1) - \text{lev}(z+1))$$

$$\text{Cálculo 4} = dt dp = \frac{dt}{dp}$$

$$\text{Cálculo 5} = \text{Temperatura Potencial} = \theta = T^{\frac{1000}{\text{lev} \times 0,286}}$$

3.3 CRITÉRIOS PARA ANÁLISE

A análise para os casos que não vieram para a RCRS restringe-se a campos dinâmicos da atmosfera, tais como: detecção da região da tropopausa, fluxo de massa descendente na tropopausa e corrente de jato em 250 hPa (assim como a região de máxima convergência associada ao núcleo deste sistema). Para os casos em que as parcelas de ar acabaram chegando na RCRS, a análise dos mesmos campos dinâmicos é feita, porém, nestes casos, a Coluna Total de Ozônio (CTO) também é investigada, a fim de observar qual a variação deste composto em relação aos 5 dias anteriores aos eventos de TET. Para desenvolver a análise dos critérios expostos na Figura 3.3, foi necessário utilizar algumas noções teóricas já estabelecidas, tais como:

3.3.1 Tropopausa

A definição de tropopausa utilizada é a combinação da isolinha de 2 PVU de vorticidade potencial (ERTEL, 1942; SKERLAK; SPRENGER; WERNLI, 2014; SKERLAK et al., 2015), estabelecendo uma tropopausa dinâmica.

3.3.2 Fluxo de Massa

O critério utilizado para o fluxo de massa é que ele seja descendente na tropopausa, ou seja, o valor da Equação 2.7 deve ser negativo.

Sendo assim,

$$\frac{-\omega^*}{g} < 0$$

3.3.3 Variação da Coluna Total de Ozônio

A variação da CTO no dia em que as parcelas da TET chegaram na RCRS em relação aos cinco dias anteriores é calculada da seguinte forma:

$$\text{Variação da CTO} = \frac{VD-M5}{M5} \cdot 100\% \quad (3.1)$$

Onde VD é o valor no dia em que a Parcela de Ar da TET chegou na RCRS e M5 é o valor médio dos 5 dias anteriores ao VD.

Nos casos em que o satélite não passou pela RCRS, ou seja, que faltaram dados em algum dos cinco dias anteriores às influências de TET na RCRS, considera-se apenas o número de dias com dados (no mínimo 3) para fazer a média.

3.3.4 Convergência na altura da Corrente de Jato

Para este estudo, são consideradas as regiões de máxima convergência do núcleo da CJAN (>40m/s), porque é nesta região que se espera movimento descendente em direção à média e baixa troposfera.

A unidade da convergência obtida através da Equação 2.14 é s^{-1} . No entanto, a fim de uma melhor visualização da variável na análise dos gráficos e na comparação com outras variáveis, multiplicou-se o valor da convergência (que normalmente é da ordem de 10^{-6}) por -10^6 , obtendo-se valores positivos.

3.3.5 Trajetória das Parcelas de Ar

Vale ressaltar que os critérios citados acima foram desenvolvidos para a detecção da ocorrência de eventos TET. No entanto, para certificar-se de que as parcelas de ar estratosféricas que passaram para a troposfera acabaram vindo em direção à RCRS, foi necessário a análise da trajetória destas parcelas de ar. Para este fim, o cálculo de trajetória utilizado neste trabalho é obtido através do modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*), disponibilizado pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

O modelo HYSPLIT é um sistema completo para calcular trajetórias simples de parcelas de ar, bem como simulações de transporte complexas, transformação química e deposição (DRAXLER; HESS, 1997; HYSPLIT, 2015). O HYSPLIT vem sendo usado em uma variedade de simulações, descrevendo o transporte atmosférico, dispersão e deposição de poluentes e materiais particulados. Os métodos de cálculo do modelo é um híbrido entre uma abordagem

Lagrangiana (usando uma referência que se move através de cálculos de advecção e difusão) e a metodologia Euleriana (que usa uma grade fixa tri-dimensional como referência para calcular concentrações de poluentes no ar).

O modelo de velocidade vertical utilizado foi usando o campo de omega, o *default* da versão *online*. Existem cinco opções diferentes para o movimento vertical no HYSPLIT, três deles são implementados na versão HYSPLIT-WEB (modelo de velocidade vertical, isobárico e isentrópico). O *default* sugere o uso do campo de velocidade vertical incluído na maioria dos dados meteorológicos. Outras opções requerem situações especiais, tais como seguindo o transporte de um balão em uma superfície de densidade constante comparando campos de fluxo isobárico entre os dados, ou situações em que a velocidade vertical dos dados meteorológicos é muito perturbada em relação aos passos de tempo em que os dados estão disponíveis (simulações em alta resolução espacial).

O modelo assume que uma partícula segue o fluxo do vento passivamente; sua trajetória é a integração do vetor posição da partícula no espaço e no tempo. A posição final é calculada a partir da velocidade média da posição inicial (p) e da posição secundária (p'). A desvantagem de qualquer método de trajetória lagrangiana calculada a partir de campos de vento é a má representação dos fluxos convectivos em escala de subgrade (SKERLAK; SPRENGER; WERNLI, 2014). Porém, o estudo aqui desenvolvido é representativo apenas para escalas maiores, onde esta desvantagem não apresenta maiores transtornos.

A utilização deste modelo possibilita a identificação do movimento das parcelas de ar, desde o momento em que passam pela isolinha de -2 PVU e sua respectiva isentrópica (i.e., tropopausa) até o momento em que chegam na região de interesse, que neste trabalho restringe-se a RCRS.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados deste trabalho são descritos a partir da seguinte disposição: Monitoramento da coluna total de ozônio sobre a Região Central do Rio Grande do Sul pelo instrumento OMI; Modelos de Eventos TET; Comportamento Sazonal da TET; Comportamento Diário e Mensal das Variáveis ligadas à TET; Climatologia das Variáveis e Correlações entre Variáveis Importantes.

No total, aconteceram 755 casos de Troca Estratosfera-Troposfera na região entre 30° e 80°O e 20° e 50°S, no intervalo de janeiro de 2005 a dezembro de 2014 (período que soma 10 anos de análise). Destes eventos, 103 vieram atuar na Região Central do Rio Grande do Sul, 67 aumentando e 36 diminuindo a Coluna Total de Ozônio nesta região.

As próximas seções trazem as análises dos aspectos mais relevantes para o acontecimento e/ou intensificação dos casos de TET, bem como a distribuição destes eventos.

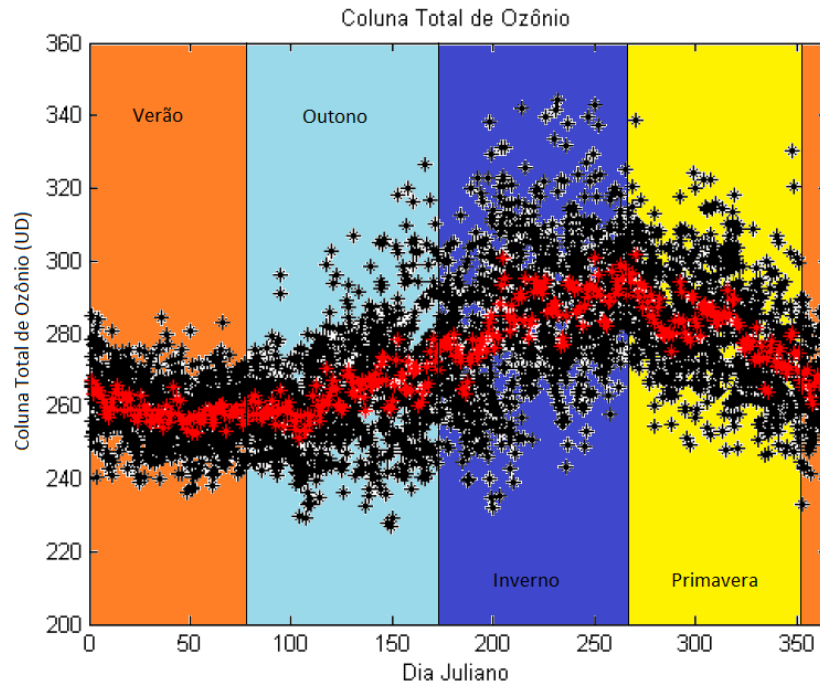
4.1 MONITORAMENTO DO COLUNA TOTAL DE OZÔNIO SOBRE A REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL PELO INSTRUMENTO OMI

Nesta seção são apresentadas as séries com a média diária e mensal e a climatologia mensal da CTO entre os anos 2005 e 2014, independente dos eventos TET, a fim de observar o comportamento desta variável para a RCRS. A Figura 4.1 apresenta toda a série de dados diários para os 10 anos analisados.

A partir dela, observa-se uma variação sazonal, com maiores valores da CTO no fim do inverno e início da primavera (dia juliano 260 como referência) e menores no fim do verão e início do outono (dia juliano 75 como uma referência) de cada ano, o que é esperado devido à circulação de grande escala (TEGTMEIER et al., 2008).

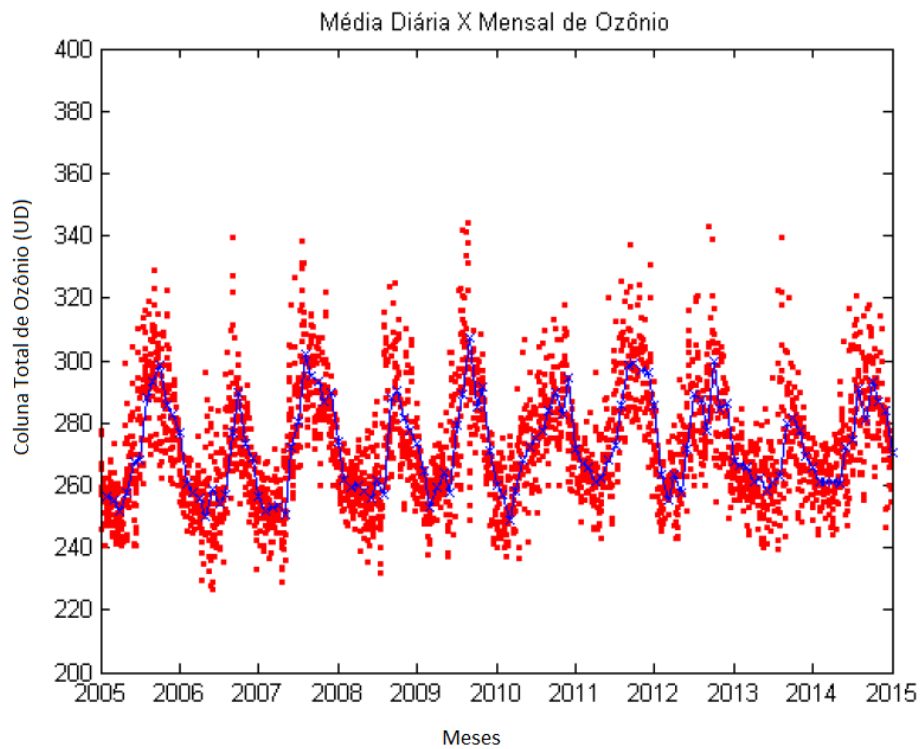
A Figura 4.2 apresenta a série diária (em pontos vermelhos) e a média mensal (em linha azul) dos valores da CTO para os 10 anos obtidos pelo instrumento OMI sobre a RCRS entre os anos de 2005 e 2014.

Figura 4.1 – Série de Dados da Coluna Total de Ozônio pelo Instrumento OMI entre 2005 e 2014; Média diária (asteriscos pretos) e Média Diária para os 10 anos (asteriscos vermelhos).



Fonte: Própria autora.

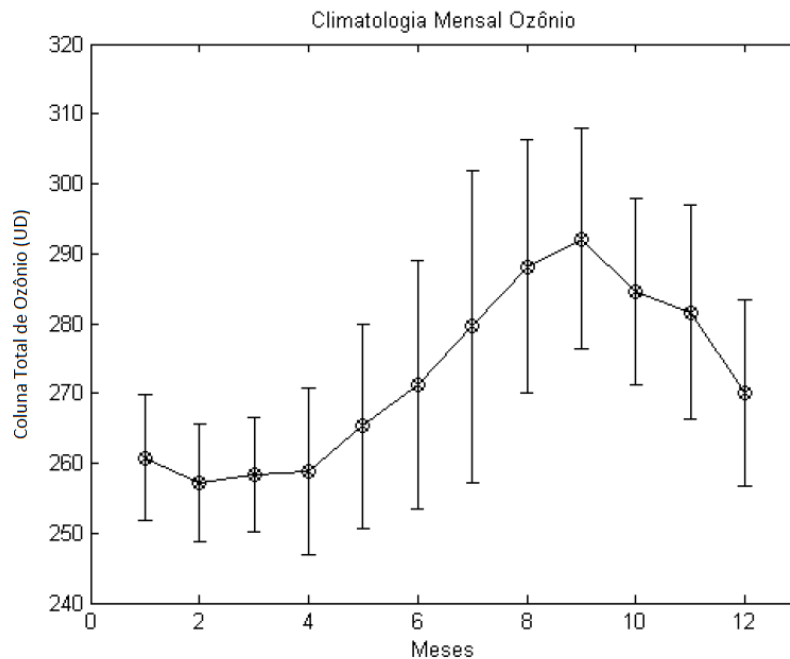
Figura 4.2 – Série de Dados da Coluna Total de Ozônio pelo Instrumento OMI entre 2005 e 2014; Média diária (pontos vermelhos) e Média Mensal (linha azul).



Fonte: Própria autora.

O pico da CTO acontecer na primavera é resultado do aumento do transporte de O_3 de sua região de origem, nos trópicos, em direção às regiões de altas latitudes e polares durante o fim do outono e inverno. Este transporte é muito menor durante o verão e início do outono. Esta variação sazonal fica evidente na Figura 4.3, que mostra a média mensal climatológica dos dados da CTO para o período entre 2005 e 2014. Este comportamento é considerado normal para a Camada de Ozônio em regiões de médias latitudes (LONDON, 1985), como o Sul do Brasil.

Figura 4.3 – Média Mensal Decadal para a CTO entre 2005 e 2014.



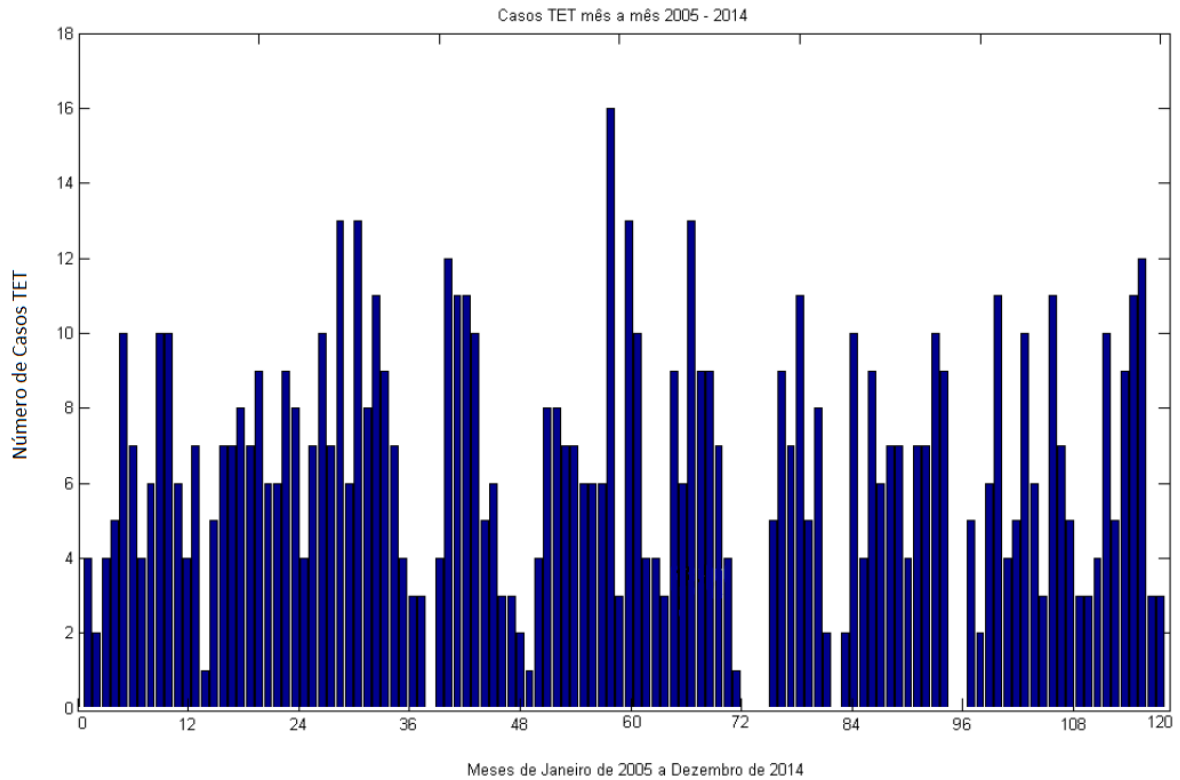
Fonte: Própria autora.

4.2 COMPORTAMENTO SAZONAL DAS TETS

A Figura 4.4 mostra a distribuição dos casos de todos os casos TET para todos os meses ao longo dos 10 anos analisados neste estudo. Não houveram eventos nos meses de janeiro e fevereiro de 2013, fevereiro, março, abril e dezembro de 2011 e março de 2008. Esta imagem traz uma prévia dos resultados provenientes, uma vez que, no geral, é possível observar um comportamento na distribuição dos casos sendo maior no inverno e primavera, com baixa frequência de casos no início de cada ano (verão).

Como pode-se observar na Figura 4.5, os eventos de TET costumam aumentar sua

Figura 4.4 – Quantidade de Casos TET mês a mês entre 2005 e 2014

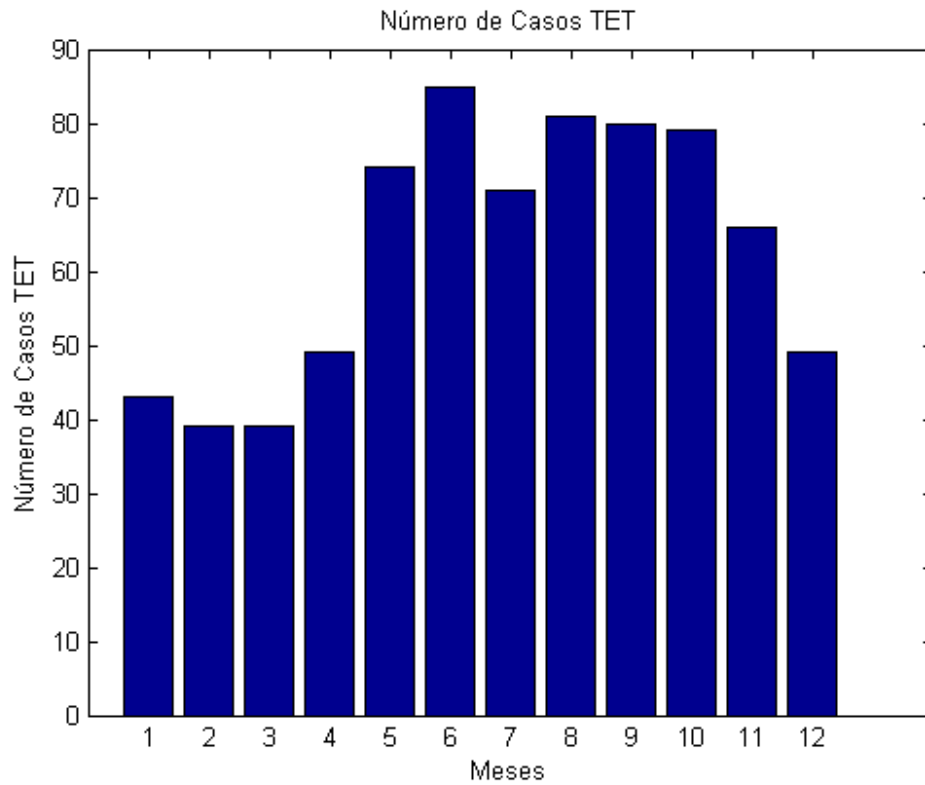


Fonte: Própria autora.

frequência no fim do outono, com um pico no meio do inverno, decaindo novamente em direção ao verão, quando se tem menos casos. Sendo assim, os resultados que dizem respeito à frequência das TETs ao longo do ano mostram um padrão de máxima frequência no inverno e chegam a um mínimo no verão, concordando com os resultados encontrados por Sprenger e Wernli (2003) e com Skerlak e colaboradores (2014).

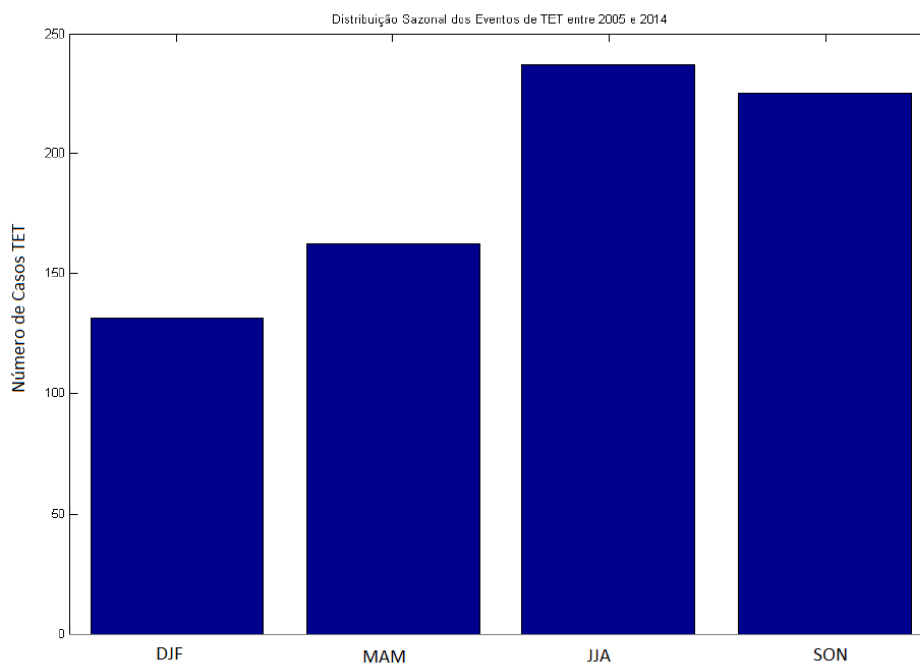
Este comportamento pode também ser visto na Figura 4.6, onde fica claro que os casos de TETs entre 30 e 80°O e 20 e 50°S tendem a ocorrer com maior frequência nos meses de inverno, com um pico secundário na primavera, chegando ao seu mínimo no verão. Este resultado é importante no sentido de acompanhar a localização do gradiente horizontal de temperatura no Sul da América do Sul (e por sua vez a posição média da CJAN), que posiciona-se mais ao sul (tendo como referência a RCRS) no verão e mais ao norte no inverno, quando há o avanço de sistemas frontais mais intensos sobre a região.

Figura 4.5 – Número dos Casos TET entre 2005 e 2014



Fonte: Própria autora.

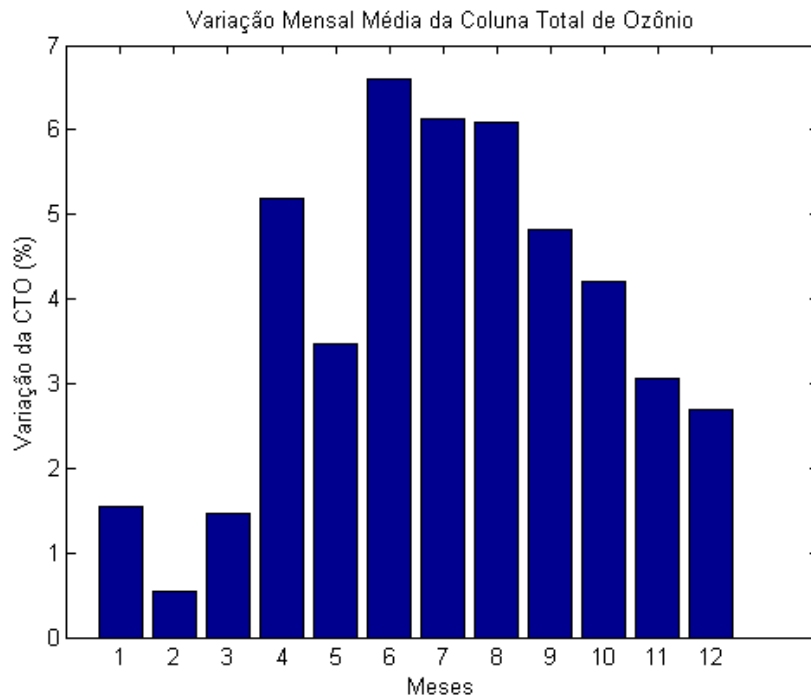
Figura 4.6 – Sazonalidade dos Casos TET entre 2005 e 2014



Fonte: Própria autora.

A Figura 4.7 mostra a média mensal do módulo da variação (em %) da CTO, tanto para os casos com redução quanto para os dias com aumento. Portanto, esta imagem diz respeito à intensidade da variação da CTO sobre a RCRS diante aos eventos TET que atuaram nesta região entre 2005 e 2014. Além disso, a partir da Figura 4.7 é possível observar que as maiores intensidades da variação da CTO, assim como a frequência dos casos de TET (Figura 4.5), também são observadas no período de inverno. Este resultado permite afirmar que os eventos de TET influenciam a variação na CTO na RCRS, comportando-se de forma análoga ao longo do ano.

Figura 4.7 – Média Mensal da Intensidade da Variação (Positiva e Negativa) da CTO nos casos de TET que atuaram na RCRS entre 2005 e 2014.



Fonte: Própria autora.

4.3 MODELO DE EVENTOS TET

Nesta seção foram selecionados dois exemplos de casos TET. No primeiro exemplo (22/08/2014), as parcelas de ar da TET chegaram à RCRS; no segundo exemplo (dia 01/05/2005) a TET aconteceu em uma região que não era a RCRS e as parcelas de ar não vieram a atuar no centro do Rio Grande do Sul.

4.3.1 Evento que atuou na Região Central do Rio Grande do Sul

A figura 4.8 (a) apresenta o corte horizontal dos níveis de 250 hPa e 500 hPa, os quais mostram, respectivamente, a corrente de jato (tons de cinza) e o movimento vertical (omega, em linhas contínuas e tracejadas) nestes níveis. Já a figura 4.8 (b) traz um corte vertical desde o nível de 1000 hPa até 100 hPa, onde desta vez a CJAN (tons de cinza) é abordada quanto à sua profundidade, as linhas pretas representam as isentrópicas, a linha vermelha a isolinha e -2 PVU (tropopausa) e o triângulo em aproximadamente 29°S representa a cidade de Santa Maria. Enquanto isso, a figura 4.8 (c) mostra a intensidade do fluxo de massa (positivo em vermelho e negativo em azul) conforme a altura e a figura 4.8 (d) a distribuição da CTO ao longo da Região Sul da América do Sul no dia do evento TET.

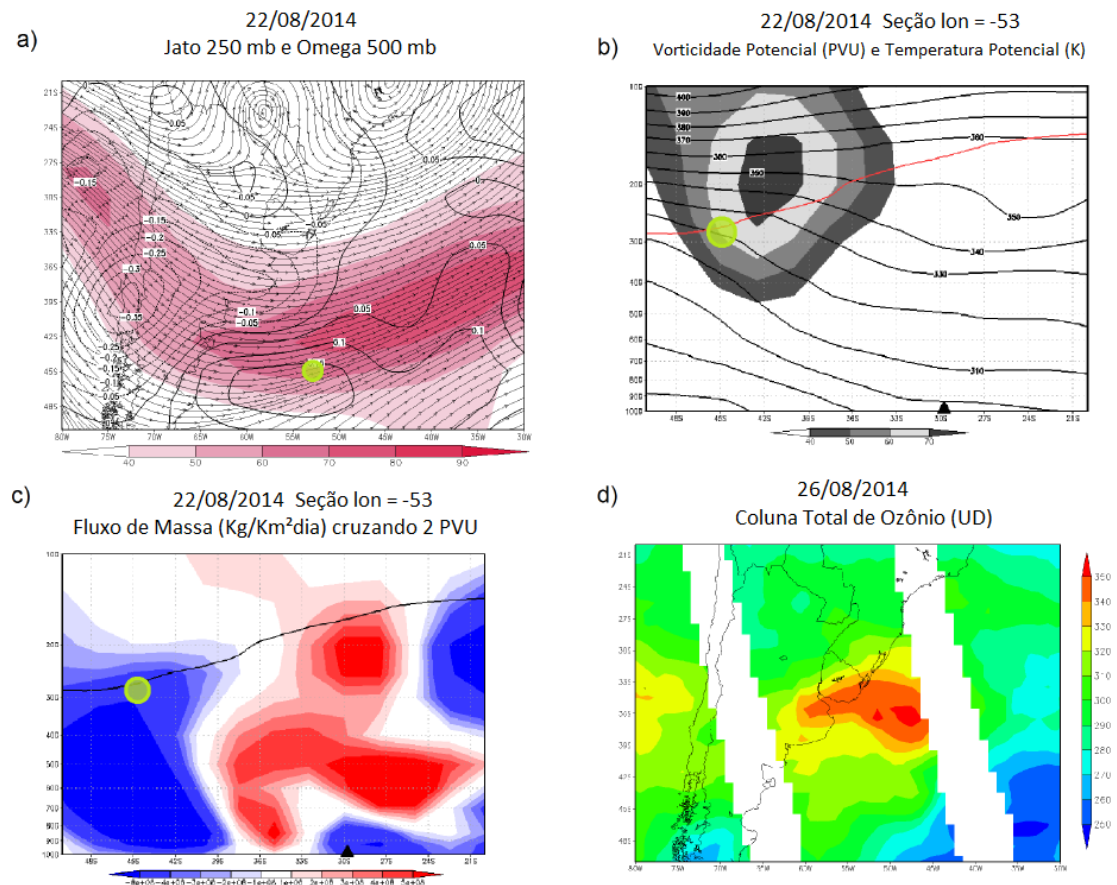
No dia 22 de agosto de 2014, a TET aconteceu na região que abrange as latitudes 44, 45 e 46°S e longitudes de 52 e 53°O. A altura da tropopausa (que aqui é representada em níveis isobáricos, ou seja, níveis verticais em unidades pressão) no local da troca era de 272,3 hPa e o fluxo de massa descendente cruzando por ela possuía uma intensidade de $-4,23 \times 10^8 \text{ KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ (Figura 4.8(c)).

A CJAN atuando em 250 hPa apresentava um núcleo com velocidade do vento zonal ultrapassando os 70 ms^{-1} , com máxima convergência na região da entrada polar do núcleo (Figura 4.8 (a)). Exatamente nesta região atuava o movimento descendente das parcelas de ar na tropopausa (Figura 4.8 (c)), intensificando ainda mais a entrada das mesmas para a média e baixa troposfera.

No evento do dia 22/08/2014, o forte gradiente horizontal de PV no nível do jato e os sinais opostos do gradiente horizontal de θ acima e abaixo do seu núcleo (balanço do vento térmico) podem ser observados (Figura 4.8(b)). Este resultado concorda com a análise feita por Skerlak e colaboradores (2015) - onde foi feita uma climatologia global das TET a fim de entender a relação das TET com eventos de tempo extremo- no sentido de que o local do máximo gradiente de PV também ocorrer no nível do jato.

Como pode-se observar, as parcelas de ar que passaram a tropopausa no evento do dia 22 de agosto de 2014 chegaram à RCRS apenas no dia 26 de agosto, quatro dias após a TET. O que chama a atenção, neste caso, é que mesmo com a defasagem de tempo (4 dias) e espaço (a TET aconteceu acima do Oceano Atlântico, bem ao sul da RCRS) entre a TET e a chegada das parcelas de ar deste evento na RCRS, a CTO aumentou 18,46% (Figura 4.9(b)) em relação aos cinco dias anteriores. Este comportamento deve-se à origem das parcelas de ar da estratosfera, onde o conteúdo de ozônio é elevado. Este espaço de tempo (4 dias) é coerente, uma vez que (PRATHER; JAFFE, 1990) afirmam que uma parcela de ar pode deslocar-se com suas características químicas inalteradas por até 20 dias, em situações de trajetórias originadas de latitudes altas em direção latitudes médias.

Figura 4.8 – a) Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons de cinza) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa, b) Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons em cor-de-rosa) e isolinha de vorticidade potencial de -2 PVU (linha vermelha), c) Seção Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para o dia 22/08/2014, com a região da TET destacada em verde claro e d) Coluna Total de Ozônio (OMI) para o dia 26/08/2014 na região de análise.



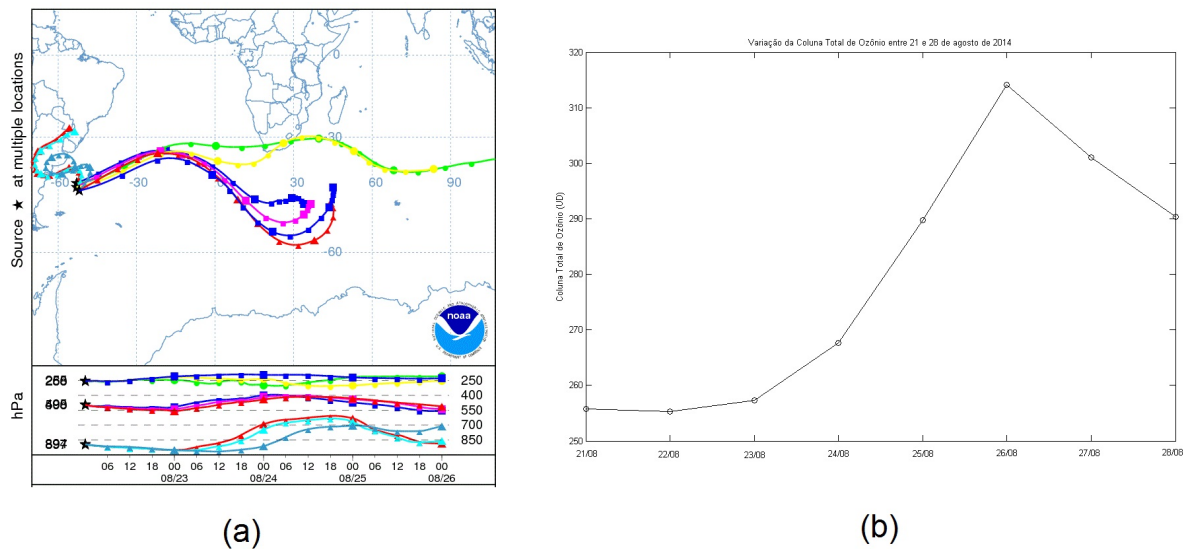
Fonte: Própria autora.

Considerando as características expostas sobre este evento, cabe afirmar que a TET foi de extrema relevância no transporte de constituintes atmosféricos, mais especificamente o ozônio, o qual teve sua concentração fortemente impactada na RCRS.

4.3.2 Evento que não atuou na Região Central do Rio Grande do Sul

No dia 1º de maio de 2005, a TET aconteceu na região que abrange as latitudes 44, 45 e 46°S e longitudes de 72 e 73°O. A altura da tropopausa no local da troca era de 239,9 hPa e o fluxo de massa descendente cruzando por ela possuía uma intensidade de $-1,4 \times 10^9 \text{ KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$.

Figura 4.9 – a) Trajetória do modelo HYSPLIT a partir do dia 22/08/2014, mostrando que algumas parcelas de ar vieram para a RCRS e (b) Variação da CTO 5 dias antes e 2 dias após o evento de TET.



Fonte: Própria autora.

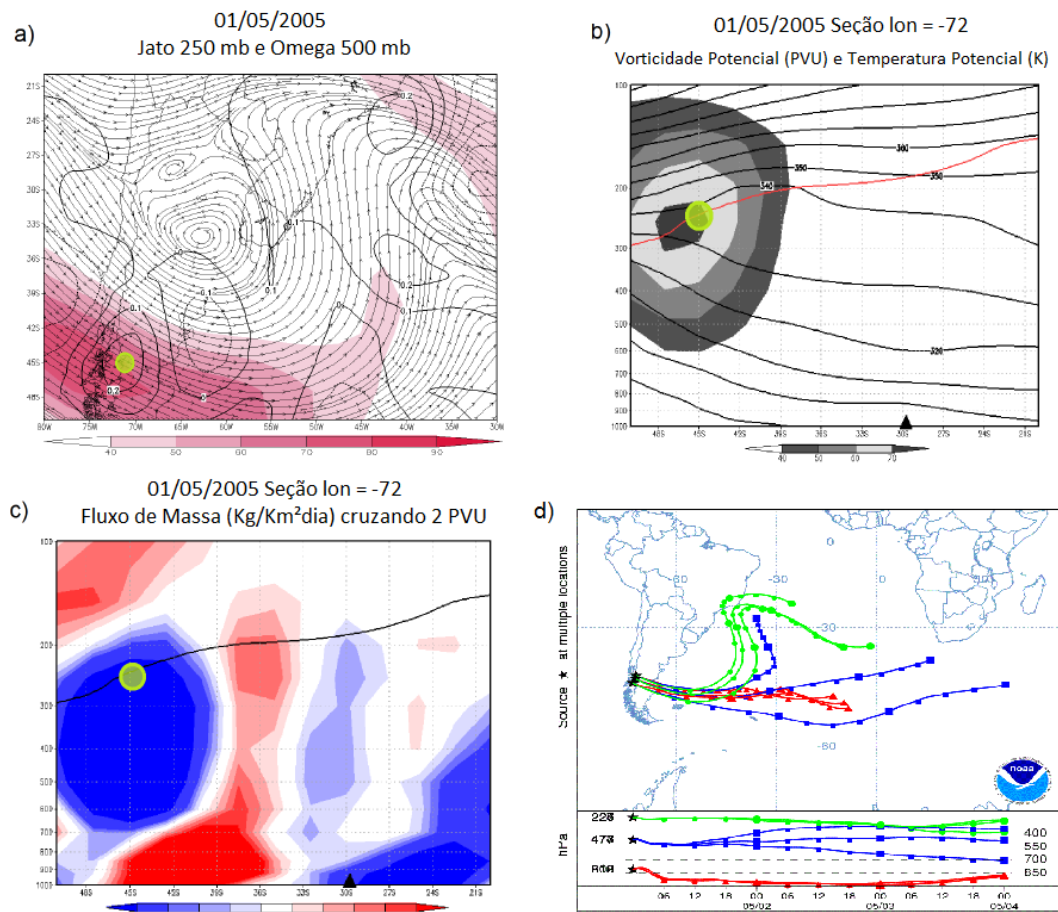
A CJAN atuando em 250 hPa apresentava um núcleo com velocidade do vento zonal de $73,7 \text{ ms}^{-1}$ (Figura 4.10(a)), com máxima convergência na região da saída equatorial do núcleo de $-2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (não apresentada em figura, porém na Tabela A.1 presente no apêndice). É possível observar na Figura 4.10(c) que exatamente nesta região existe um fluxo de massas de ar descendente na tropopausa, intensificando ainda mais a entrada das mesmas para a troposfera.

No entanto, como mostra a Figura 4.10(d), as parcelas de ar deste evento TET não chegaram à RCRS e, por isso, não foi contabilizada a sua influência nesta região. A variação da CTO na RCRS não está relacionada com o evento de TET do dia 1º de maio de 2005, pois o mesmo não chegou a atuar na RCRS. Como neste caso as parcelas da TET não vieram atuar na RCRS, não será apresentado o mapa da distribuição da CTO ao longo da região nem o gráfico desta variação, visto que o objetivo é analisar o comportamento da CTO mediante a atuação da TET.

4.4 COMPORTAMENTO DIÁRIO E MENSAL DAS VARIÁVEIS LIGADAS À TET

A Figura 4.11 apresenta a série diária (pontos vermelhos) e mensal (linha azul) das variáveis Convergência, Magnitude da CJAN, altura da Tropopausa e Fluxo de Massa descendente na tropopausa para todos os dias com casos de TET. O objetivo desta figura é apresentar o conjunto de dados obtido através dos critérios estabelecidos na definição de Troca Estratosférica-

Figura 4.10 – a) Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons de cinza) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa, b) Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons em cor-de-rosa) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha), c) Seção Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para o dia 01/05/2005 com a região da TET destacada em verde claro e d) Trajetória das Parcelas de ar do modelo HYSPLIT para o dia 01/05/2015.



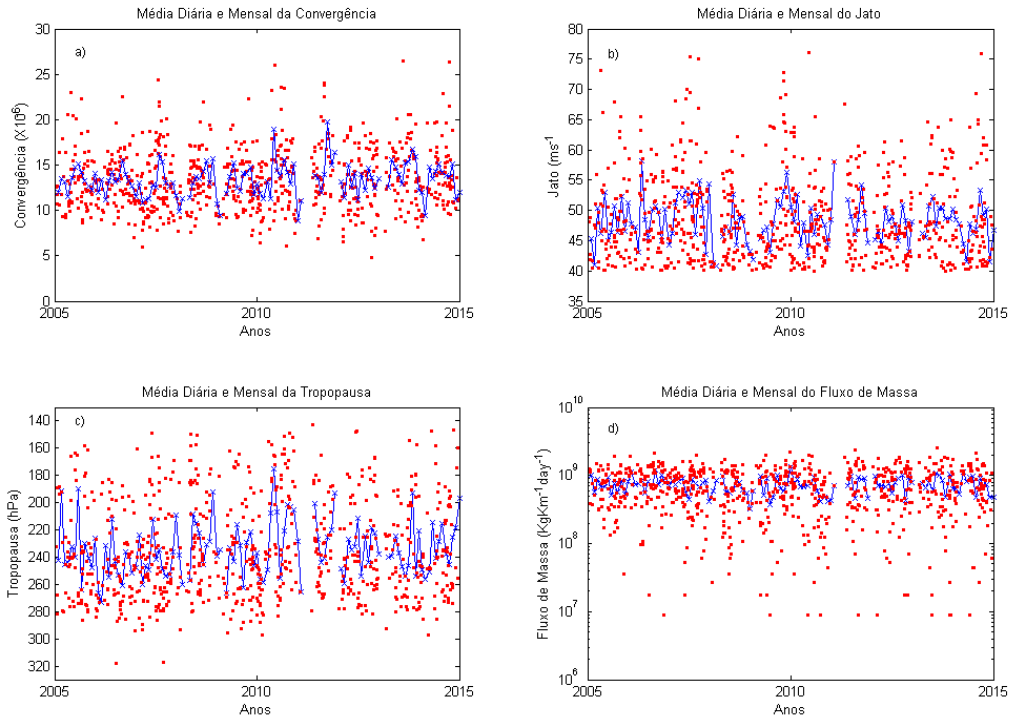
Fonte: Própria autora.

Troposfera, tais como as variáveis e padrões atmosféricos que de certa forma influenciam na sua ocorrência e intensificação.

Já a figura 4.12 traz a série diária (vermelho) e mensal (azul) para a longitude e latitude onde aconteceram as trocas. Ao compará-las, nota-se uma maior variação nas latitudes do que nas longitudes onde aconteceram as TET. Este resultado adquire importância no momento em que se considera a variação da CTO conforme as latitudes, pois a quantidade da concentração de O_3 é dependente, entre outros fatores, da latitude, e muito pouco da longitude.

As figuras 4.11 e 4.12 introduzem a série de dados usada para desenvolver este trabalho. Estas variáveis serão analisadas com mais detalhes nas próximas seções.

Figura 4.11 – Média Mensal (azul) e Diária (vermelho) das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($kgkm^{-2}s^{-1}$) em todos os casos de TET.



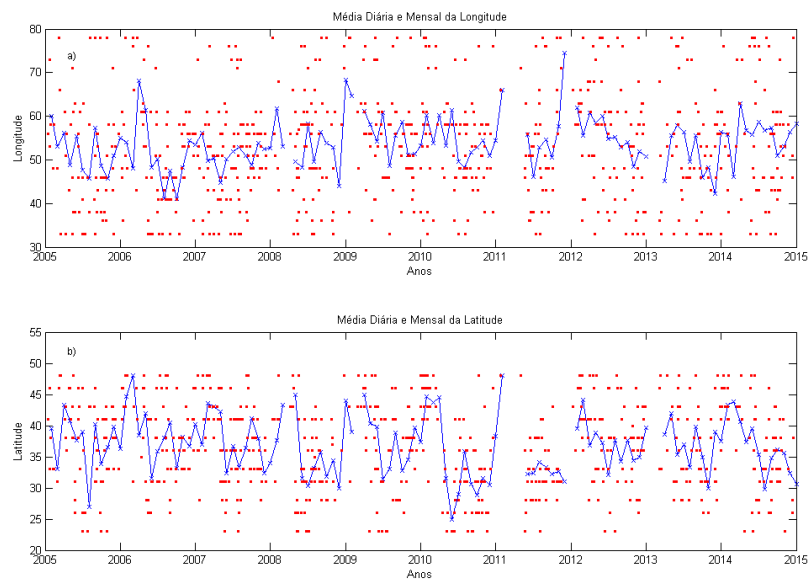
Fonte: Própria autora.

4.5 CLIMATOLOGIA DAS VARIÁVEIS

A seguir são apresentadas as análises para a média mensal climatológica das variáveis que de alguma forma auxiliam na formação e intensificação dos casos TET, bem como a localização (latitude e longitude) e a variação (positiva e negativa) de O_3 em todos os eventos (Figura 4.13) e dias que atingiram a RCRS (Figura 4.14 e 4.15). Estas análises estão separadas em três casos: todos os eventos (755 eventos), casos que influenciaram a RCRS com aumento de O_3 (67 eventos) e casos em que ocorreu a influência na RCRS porém com diminuição de O_3 (36 eventos).

De acordo com Appenzeler e colaboradores (1996) (que desenvolveram um estudo para analisar o ciclo anual do fluxo de massa na tropopausa), o transporte de massa tem seu valor máximo no meio do inverno e mínimo no fim da primavera e início do verão, o que de certa forma concorda com os resultados obtidos quando considerado todos os casos e aqueles que aumentaram a CTO na RCRS, onde o pico da intensidade do fluxo de massa descendente na tropopausa se dá em Agosto e o mínimo em Dezembro. Esta variação é consistente com a ideia de que o ciclo anual na forçante do momento zonal na estratosfera controla o fluxo de massa

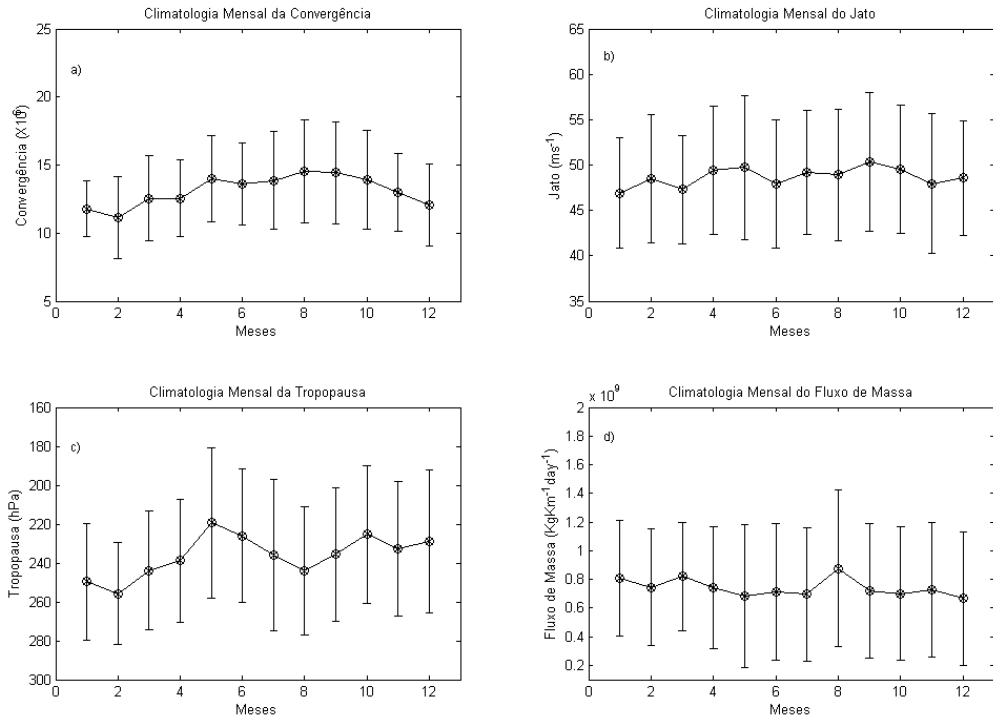
Figura 4.12 – Média Mensal (azul) e Diária (vermelho) das variáveis (a) Longitude e (b) Latitude para todos os casos de TET.



Fonte: Própria autora.

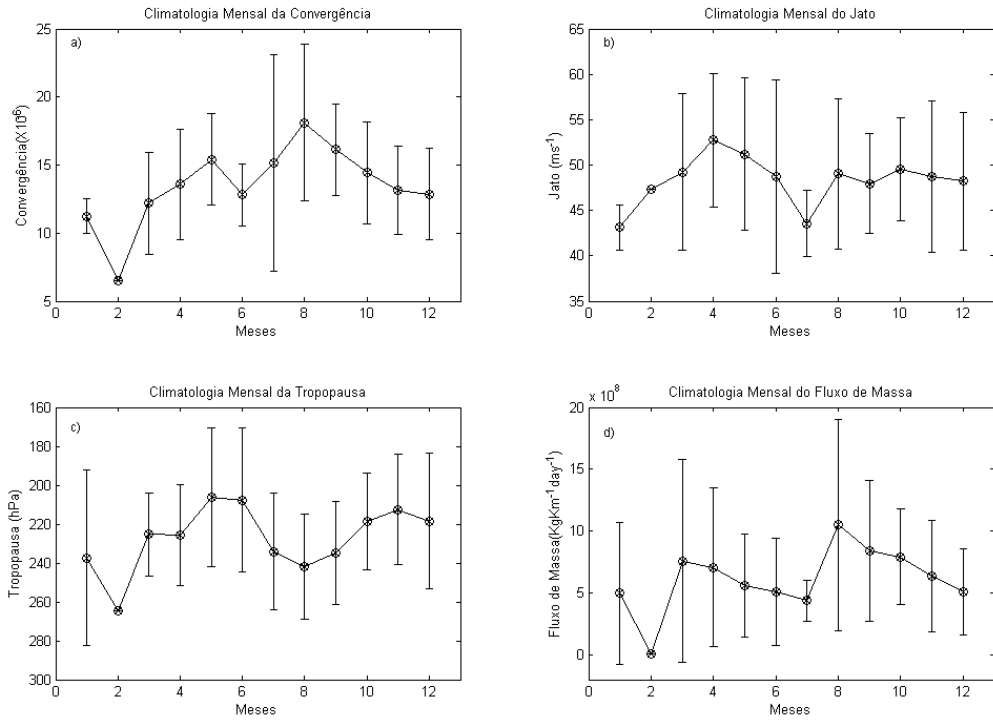
para dentro da baixa estratosfera (ROSENLOF, 1995; HOLTON et al., 1995).

Figura 4.13 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($kgKm^{-2}s^{-1}$) para todos os casos de TET.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.14 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($kgkm^{-2}s^{-1}$) para os casos de TET que vieram para a RCRS com aumento na CTO.



Fonte: Própria autora.

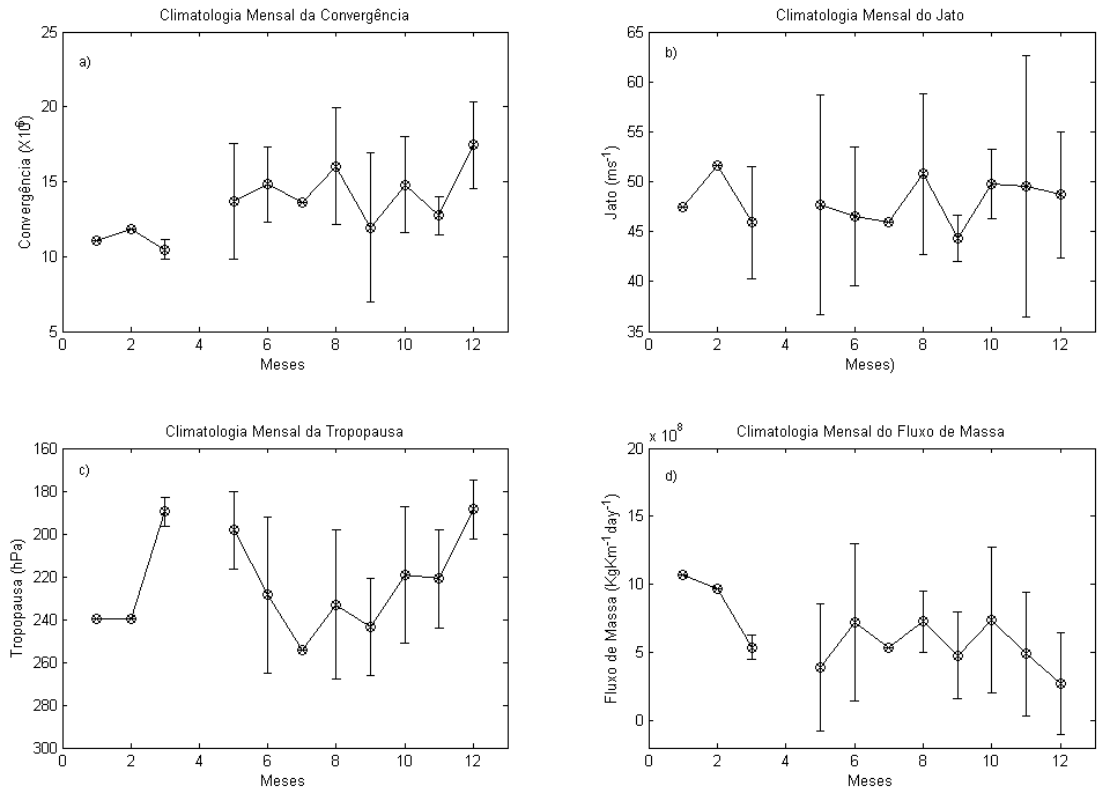
Para todos os casos, a altura da tropopausa atinge entre 220 e 260 hPa (Figura 4.13) e é simetricamente distribuída ao redor do nível da média climatológica da altura da tropopausa. Appenzeler e colaboradores (1996) verificaram que a altura média da tropopausa, na média global, apresenta um valor máximo no inverno e mínimo no verão. No presente estudo, que considera apenas a Região Sul da América do Sul, tanto para todos os casos quanto para os casos que os efeitos da TET chegaram à RCRS com aumento na CTO, observa-se um máximo levemente deslocado para o outono e um mínimo no fim do verão.

De acordo com a Figura 4.14, observa-se também que tanto a convergência quanto o fluxo de massa de ar associado com o movimento descendente na tropopausa têm seus pontos máximos no meio do inverno para os casos em que a CTO aumentou na RCRS. Estas variáveis estão intimamente relacionadas com o movimento vertical transversal do núcleo da CJAN. Com isso, pode-se esperar que um dos fatores que contribui a intensificação da passagem de massas de ar estratosféricas em direção à troposfera da RCRS é a Corrente de Jato Subtropical.

A média climatológica da altura da tropopausa para todos os casos também é menor no verão e maior no fim do outono/início do inverno. Já nos casos em que houve diminuição na

CTO na RCRS, nota-se que a altura máxima da tropopausa é no início do outono e a mínima no inverno (Figura 4.15).

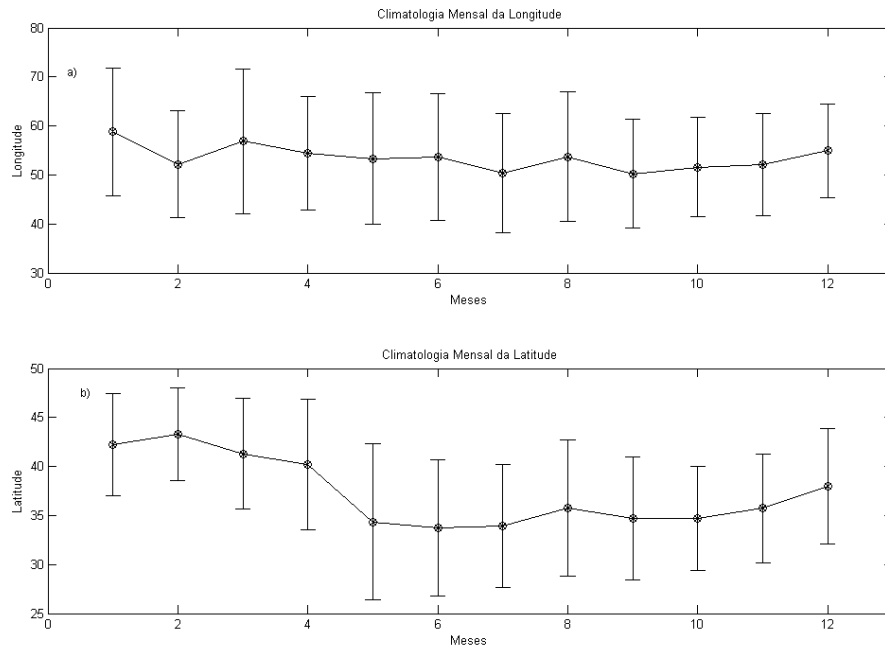
Figura 4.15 – Média Mensal Decadal e Desvio Padrão das variáveis (a) Convergência ($\times 10^6$, em s^{-1}), (b) Magnitude da CJAN (ms^{-1}), (c) Altura da Tropopausa (hPa) e (d) Fluxo de Massa ($kgkm^{-2}s^{-1}$) para os casos de TET que vieram para a RCRS com diminuição na CTO.



Fonte: Própria autora.

A partir das figuras 4.16, 4.17 e 4.18 é possível observar que a localização dos eventos TET não variaram muito quanto à longitude, porém, quanto à latitude pode-se observar uma tendência dos casos acontecerem mais ao sul nos meses de verão e início de outono e migrarem para norte (em direção à RCRS) nos meses de inverno e primavera. Este comportamento acompanha a variabilidade sazonal da Corrente de Jato Subtropical (GALLEGO et al., 2005), que existe principalmente devido ao gradiente horizontal de temperatura.

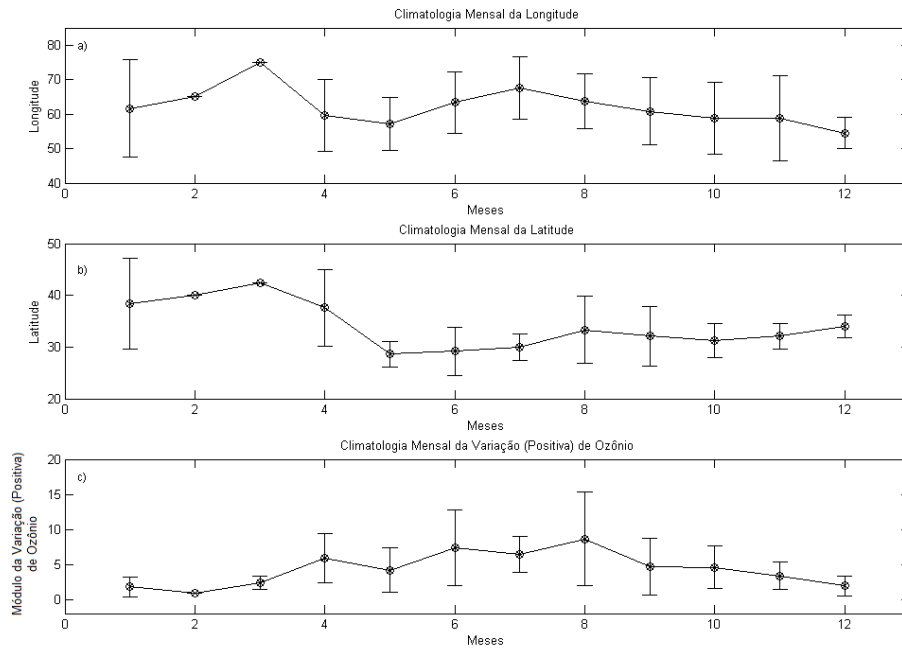
Figura 4.16 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude e (b) Latitude para todos os casos de TET.



Fonte: Própria autora.

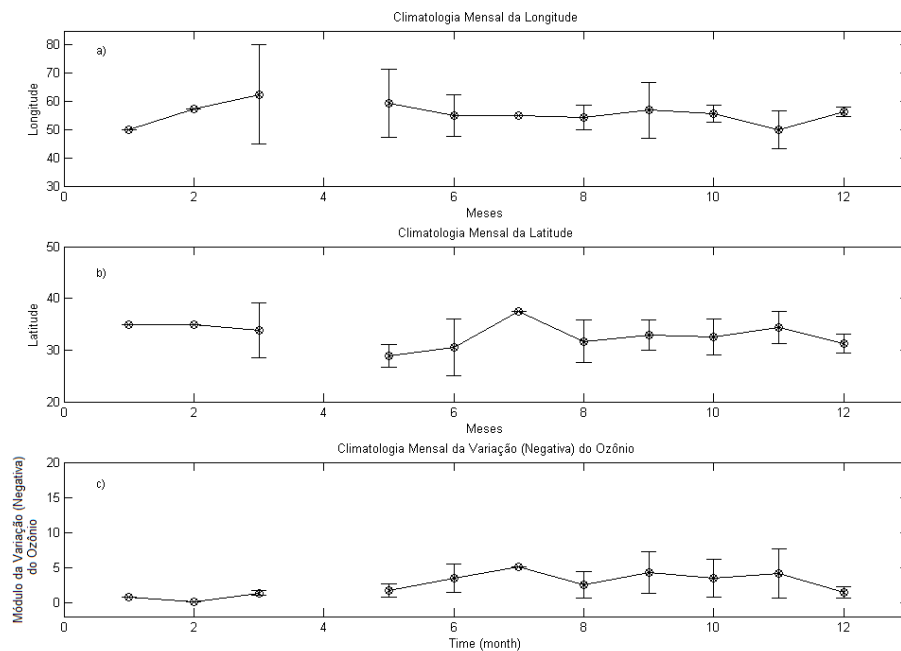
A maioria das TET, cujas parcelas de ar chegaram na RCRS, com aumento na CTO, aconteceram ao sul desta região até a metade do outono, atuando em médias latitudes, caracterizadas por uma tropopausa íngreme e altas velocidades do vento na alta troposfera. Porém, como pode ser visto na Figura 4.17, a maior variação de O_3 se deu a partir do início do inverno, quando as latitudes preferenciais para a ocorrência dos eventos de TET eram sob a atmosfera da RCRS ou um pouco a sul, mas não tão distante quanto os casos de verão e outono.

Figura 4.17 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude, (b) Latitude e (c) Variação na CTO para os casos de TET que vieram para a RCRS com aumento na CTO.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.18 – Climatologia e Desvio Padrão das variáveis (a) Longitude, (b) Latitude e (c) Variação na CTO para os casos de TET que vieram para a RCRS com diminuição na CTO.

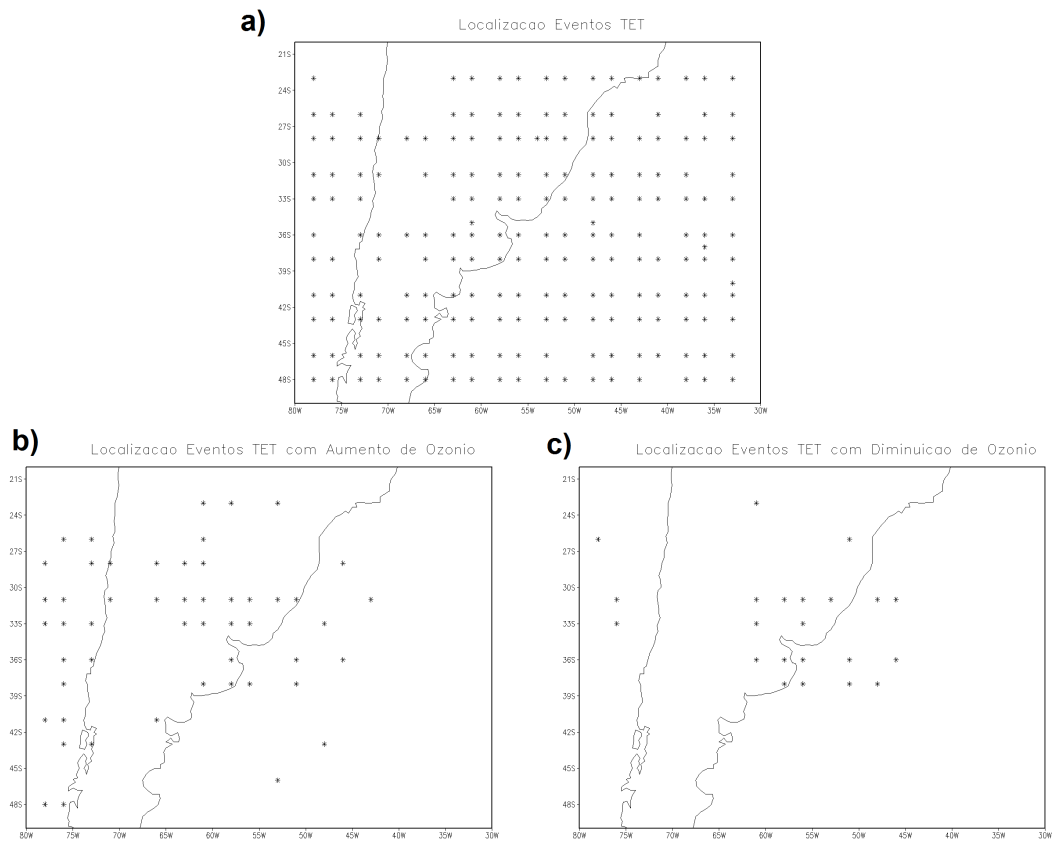


Fonte: Própria autora.

Ao se comparar as Figuras 4.17(c) e 4.18(c), tem-se que em ambos os casos (aumento e diminuição da CTO na RCRS) o pico da variação foi no inverno. Porém, a intensidade da variação foi maior para os casos que apresentaram um aumento na concentração de O_3 , enfatizando a TET como uma fonte de O_3 estratosférico para a troposfera.

A seguir, é apresentado o mapa com as posições (latitude e longitude) de todos os casos TET (Figura 4.19(a)), os casos que chegaram À RCRS com aumento da CTO (Figura 4.19(b)) e com diminuição da CTO (Figura 4.19(c)). A partir dela, observa-se que todos os casos são, no geral, bem distribuídos ao longo do Sul da América do Sul, exceto pela região de movimento ascendente forçado na região de "subida" à oeste dos Andes, que não apresenta casos de TET neste período. Nos casos de TET com aumento na CTO, pode-se afirmar que os eventos acontecem com mais frequência na costa do Oceano Pacífico, antes de passar os Andes e na Região Central do Sul do continente Sul Americano, com alguns casos ocorrendo sobre o Oceano Atlântico. Já para os casos com diminuição na CTO (esses em menor quantidade), a posição preferencial é entre 31 e 38°S e 46 e 61°O, com alguns pontos dispersos no oceano Pacífico e outros mais ao norte.

Figura 4.19 – Espacialização (latitude/longitude) (a) de todos os casos de TET, (b) dos casos de TET com aumento na CTO e (c) dos casos de TET com diminuição na CTO.



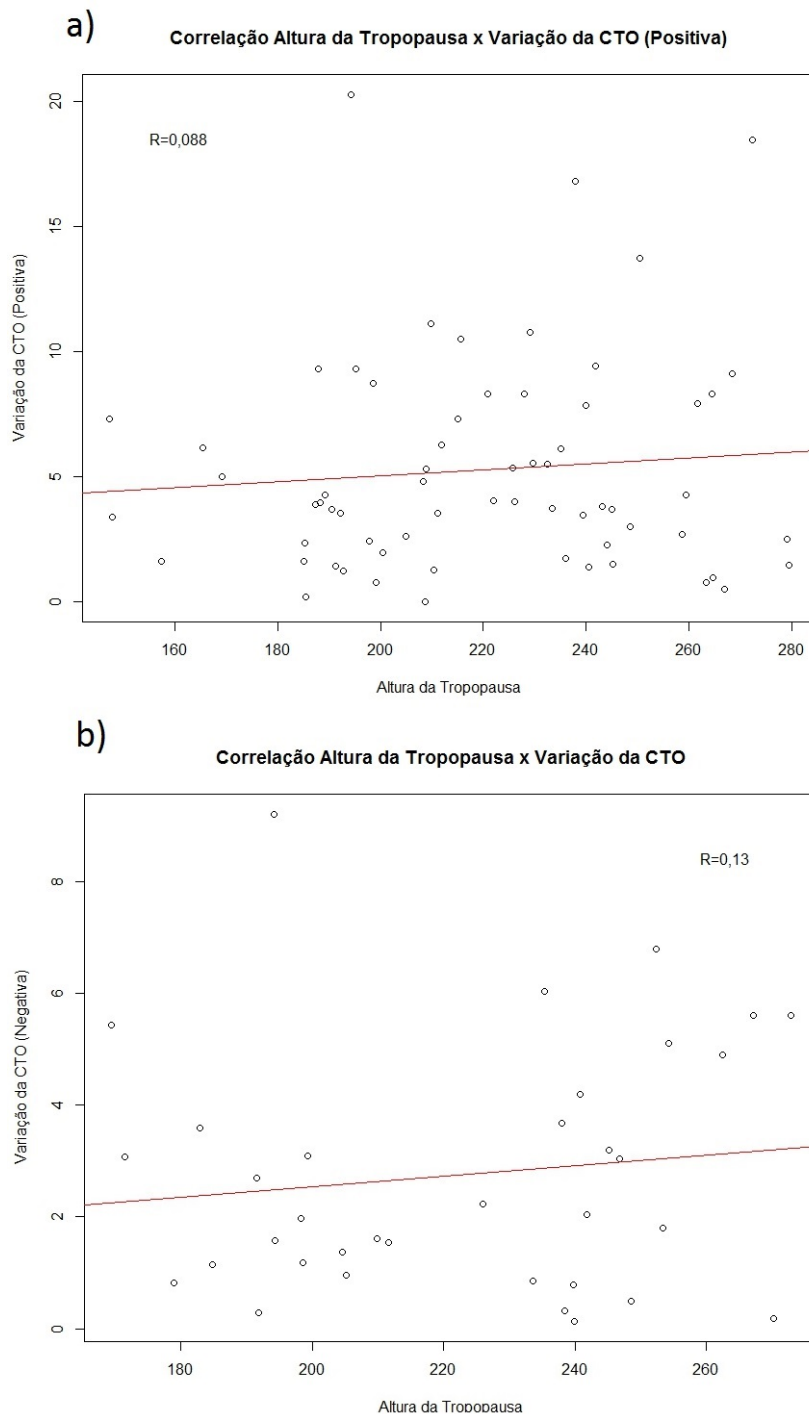
Fonte: Própria autora.

Com isso, pode-se afirmar que os casos de TET que aconteceram à leste de 44°O não vieram atuar na RCRS. Além disso, as parcelas de ar que vieram para a RCRS de TETs ao sul de 38°S nunca afetaram a CTO diminuindo a mesma mas sim aumentando, o que já era esperado, uma vez que a distribuição da CTO ao longo das latitudes cresce em direção aos pólos, com menor quantidade em direção ao equador.

4.5.1 Altura da Tropopausa e Variação na Coluna Total de Ozônio

Cerca de 20% da variabilidade diária do ozônio está relacionada com mudanças na altura da tropopausa (STEINBRECHT; CLAUDE; KÖHLER, 1998). A fim de investigar essa relação, a Figura 4.20 apresenta as correlações entre a altura da tropopausa e a variação (positiva (a) e negativa (b)) da CTO para os casos de TET cujas parcelas chegaram na RCRS.

Figura 4.20 – Correlação linear entre a Altura da Tropopausa nos casos de TET e da Variação (a) positiva e (b) negativa da CTO na RCRS.



Fonte: Própria autora.

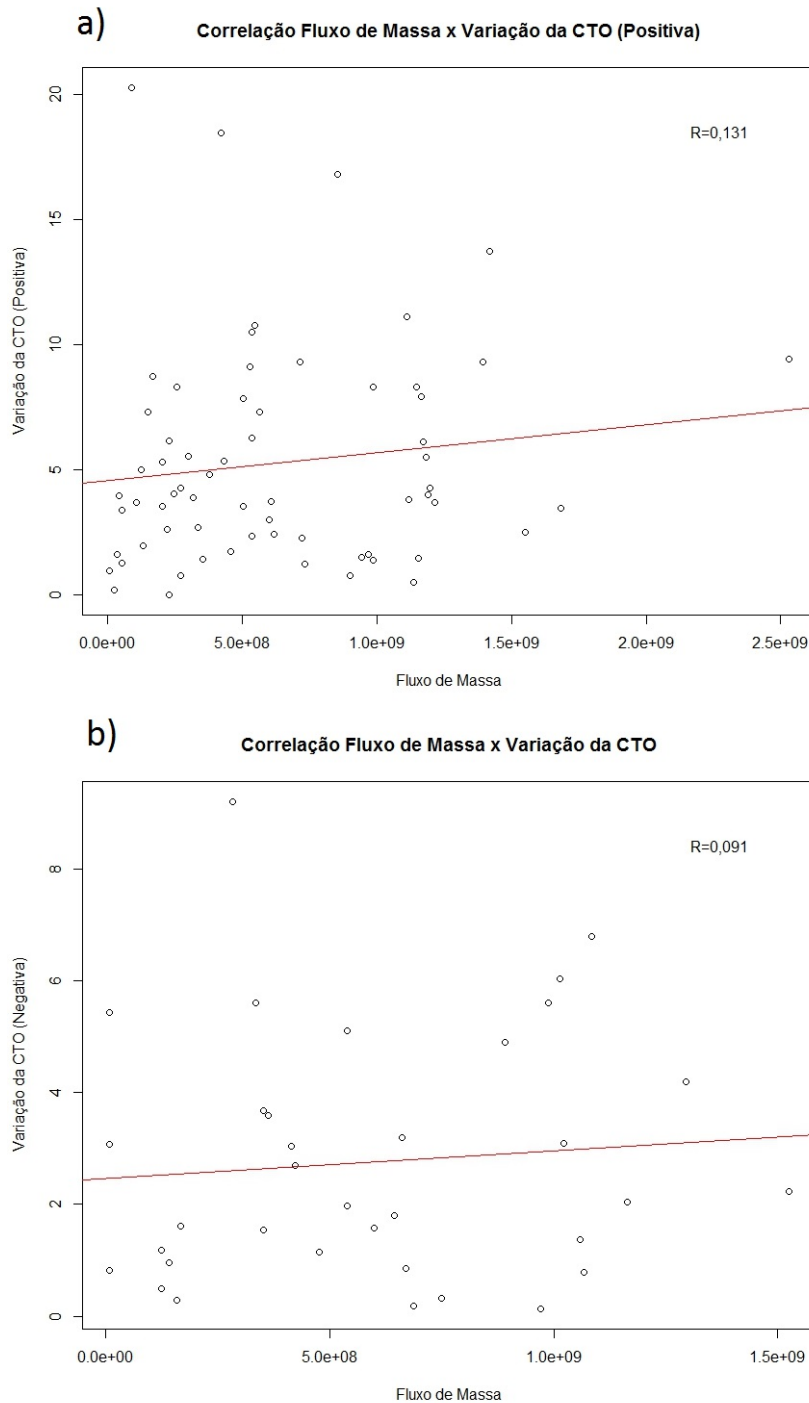
Para a RCRS foi encontrado uma correlação próxima a zero ($R=0,088$) nos casos com aumento no valor da CTO (Figura 4.20(a)), e uma leve correlação ($R=0,13$) entre altura da tropopausa e variação negativa na CTO (Figura 4.20(b)). Este resultado indica que para valores mais altos da altura da tropopausa (i. e., uma tropopausa mais baixa), existe uma tendência de

variação negativa, ou seja, entrada de ar com menor conteúdo de ozônio para a RCRS.

4.5.2 Fluxo de Massa e Variação da Coluna Total de Ozônio

Appenzeler e colaboradores (1996) sugerem que o transporte de massa não pode ser diretamente interpretado em termos do fluxo de traçadores, mas que a entrada desses compostos para a troposfera é fortemente correlacionada com as variações observadas no fluxo de massa. A Figura 4.21 mostra a correlação do fluxo de massa descendente na tropopausa com a variação (positiva-(a) e negativa-(b)) da CTO na RCRS. É possível observar que existe pouca correlação ($R = 0,131$) nos casos com aumento da concentração de O_3 na camada, enquanto que para os casos com diminuição deste composto, vê-se um coeficiente de correlação próximo de zero ($R=0,091$), o que representa praticamente nenhuma correlação entre fluxo de massa e diminuição de O_3 .

Figura 4.21 – Correlação linear entre o Fluxo de Massa nos casos de TET e a Variação (a) negativa e (b) positiva da CTO na RCRS.



Fonte: Própria autora.

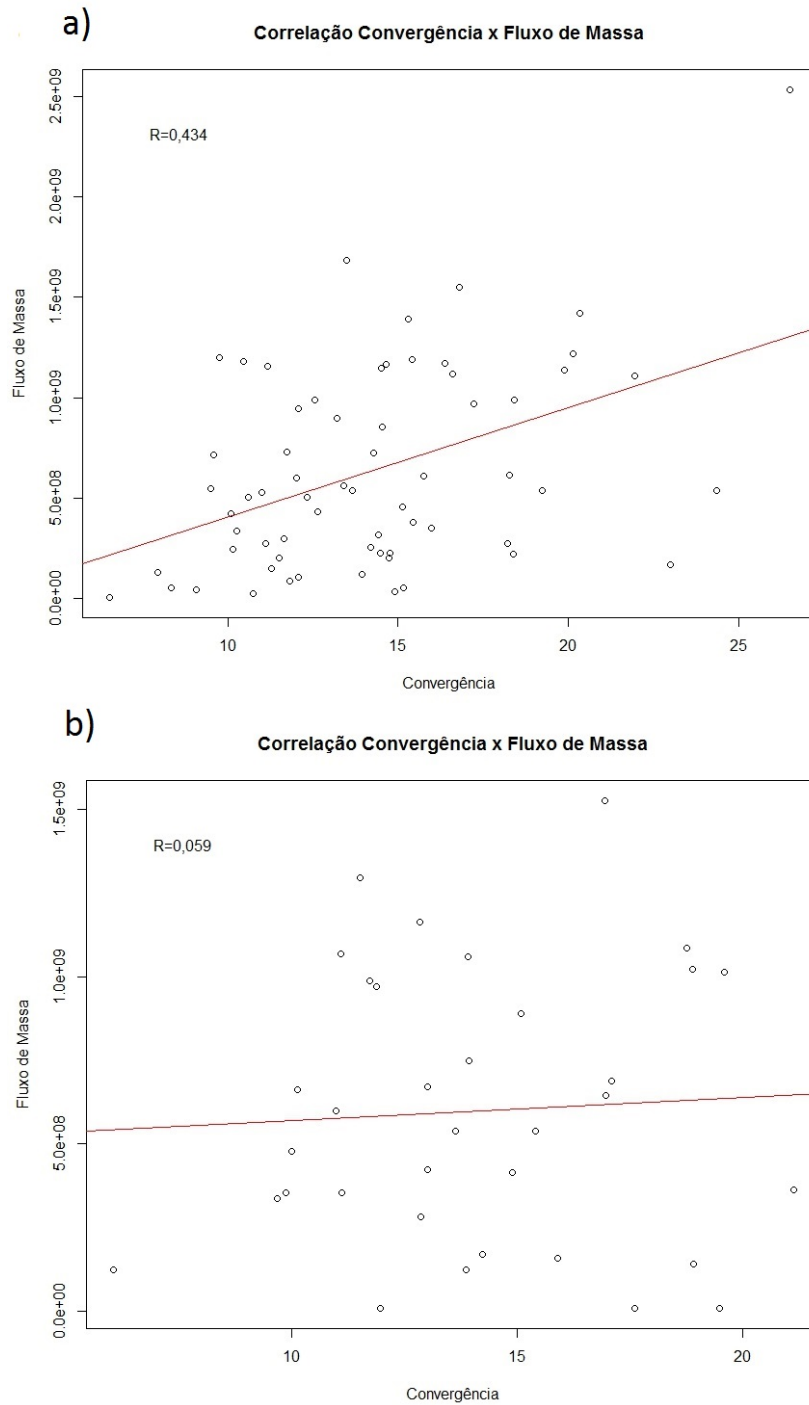
Esta relação concorda, embora com menor intensidade, com as investigações de Ap-penzeler e colaboradores (1996) no que diz respeito às variações no fluxo de massa estarem relacionadas com a entrada de compostos químicos para a troposfera. Isto permite inferir que o

fluxo de massa descendente na tropopausa auxilia na entrada de ar estratosférico rico em O_3 para a troposfera, aumentando a concentração deste composto na camada. Enquanto isso, quando a CTO permanece com menos conteúdo de O_3 , o fluxo de massa descendente na tropopausa não intensifica o transporte de parcelas de ar estratosféricos para a troposfera, nestes casos.

4.5.3 Fluxo de Massa e Convergência

A correlação entre o fluxo de massa descendente na tropopausa e a convergência no nível da corrente de jato pode ser vista na Figura 4.22, para os casos com aumento (a) e diminuição (b) na CTO. Como é possível observar, estas variáveis possuem um coeficiente de correlação ($R=0,434$ e $R=0,059$, respectivamente) muito baixos, o que representa, para os casos de aumento da CTO, uma baixa correlação e nos casos com diminuição da CTO uma correlação muito próxima a zero, ou seja, nenhuma.

Figura 4.22 – Correlação linear entre o Fluxo de Massa e Convergência para os casos com variação (a) positiva e (b) negativa na CTO



Fonte: Própria autora.

Considerando a Figura 4.22 e conforme visto nas figuras 4.17(c) e 4.18(c), a intensidade da variação da CTO é maior nos casos com aumento do que nos de diminuição. Sendo assim, pode-se inferir que a combinação entre o efeito do fluxo de massa descendente na tropospausa e a convergência logo abaixo, no nível da corrente de jato, auxiliam na intensificação da en-

trada de ar rico em O_3 para a troposfera. Quanto aos casos em que tem-se uma diminuição na CTO, menos intensa, estes dois fatores (fluxo de massa e convergência) não atuam de forma a intensificar a variação da distribuição vertical do O_3 .

4.6 CAMPO MÉDIO DA ATMOSFERA EM EVENTOS DE TROCA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA NO SUL DA AMÉRICA DO SUL

Na Tabela 4.1 são apresentados os valores médios das principais variáveis analisadas neste estudo, relacionadas a todos os casos TET entre 2005 e 2014. A posição média dos eventos está localizada acima da região da Bacia do Prata, a sudeste do Uruguai, no Oceano Atlântico (a Figura 4.25 traz esta localização destacada em um círculo verde claro).

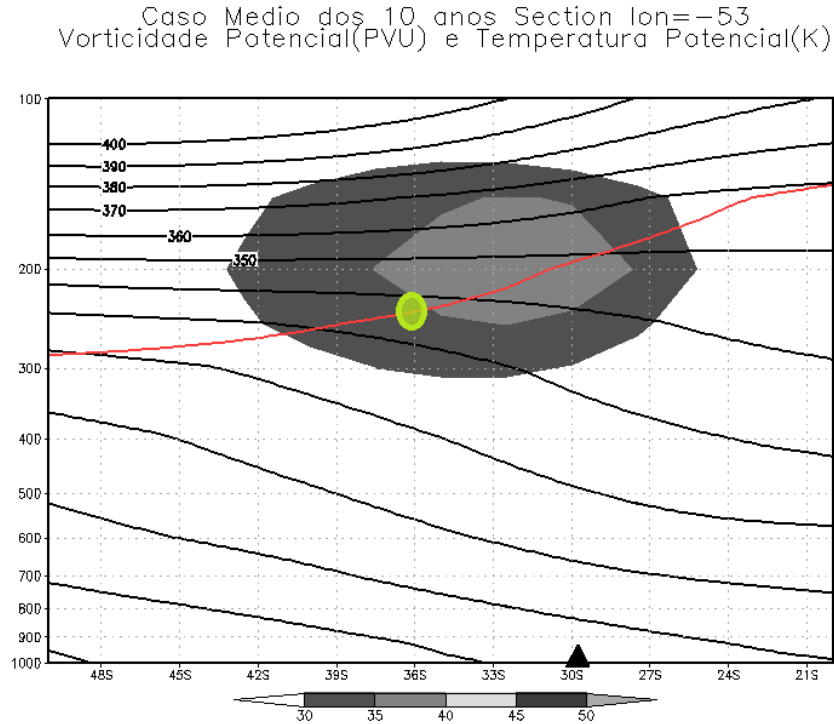
Tabela 4.1 – Valores Médios dos 10 anos para as Variáveis ligadas à TET. * significa que foram analisados apenas os casos de influência na RCRS com aumento de O_3 e ** significa que foram analisados apenas os casos de influência na RCRS com redução de O_3 .

Variável	Valor Médio
Latitude	36,27°S
Longitude	53,07°O
Altura da Tropopausa	234,2 hPa
Convergência	$-13,43 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
Fluxo de Massa	$7,38 \times 10^8 \text{ kgkm}^{-2}\text{s}^{-1}$
Magnitude da CJAN	$48,75 \text{ ms}^{-1}$
Aumento no O_3 *	5,13%
Redução no O_3 **	-2,88%

Com os eventos de TET devidamente contabilizados neste trabalho, foi possível confeccionar campos médios das variáveis meteorológicas vento horizontal (meridional e zonal), vento vertical (omega) e temperatura para os dias de TET. Neste sentido, desenvolveu-se um modelo conceitual das condições atmosféricas para eventos de TET no sul da América do Sul. É importante ressaltar, até mesmo como um importante resultado deste trabalho, que nunca antes havia sido desenvolvidos campos médios a fim de analisar as Trocas Estratosfera-Troposfera para essa região do planeta.

Primeiro, segue (Figura 4.23) a média dos 10 anos da Corte Vertical da atmosfera entre 20 e 50°S, trazendo o perfil vertical de temperatura potencial e da CJAN, o nível da tropopausa e a latitude média da passagem das parcelas de ar estratosféricas para a troposfera.

Figura 4.23 – Média dos 10 anos da Seção Transversal fixado na longitude 53°O de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons de cinza) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha). O Círculo verde claro representa a latitude média da TET.

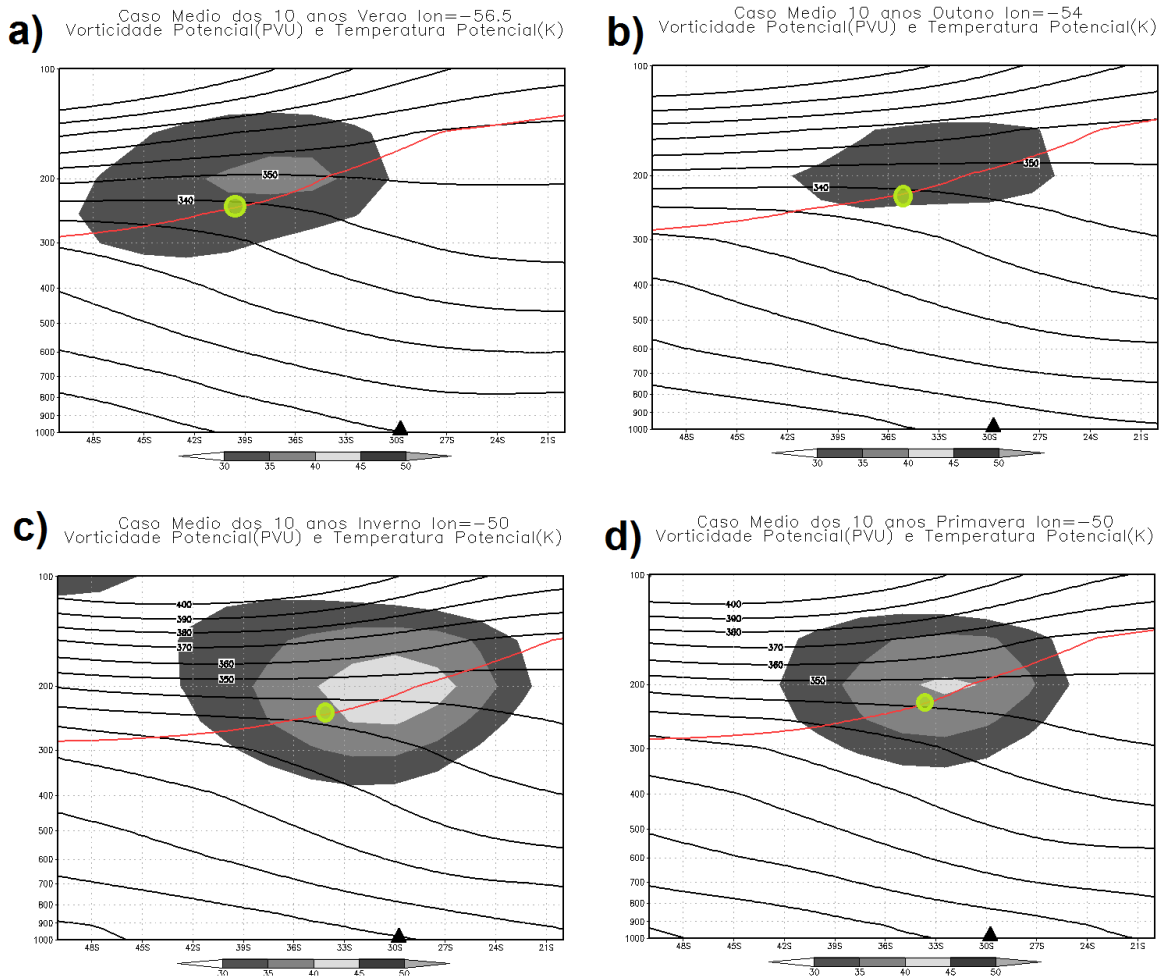


Fonte: Própria autora.

Na Figura 4.23 pode-se visualizar uma tropopausa mais baixa em altas latitudes e aumentando sua altura em direção ao equador. Outro comportamento presente nesta figura diz respeito às isentrópicos, que apresentam uma mudança significativa logo que atravessam a região da CJAN (tons de cinza), com um maior espaçamento ao norte do jato.

Uma média dos 10 anos dividida em estações também foi feita a fim de observar como a atmosfera se comporta diante de eventos TET no verão, outono, inverno e primavera. A seguir, a Figura 4.24 traz o perfil médio do corte vertical de temperatura potencial, vento e a isolinha de -2 PVU entre 20°S e 50°S para as quatro estações.

Figura 4.24 – Média dos 10 anos da Seção Transversal de Temperatura Potencial em K (linhas pretas), Vento horizontal (jato) em ms^{-1} (tons de cinza) e Vorticidade Potencial em PVU (linha vermelha) para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET.

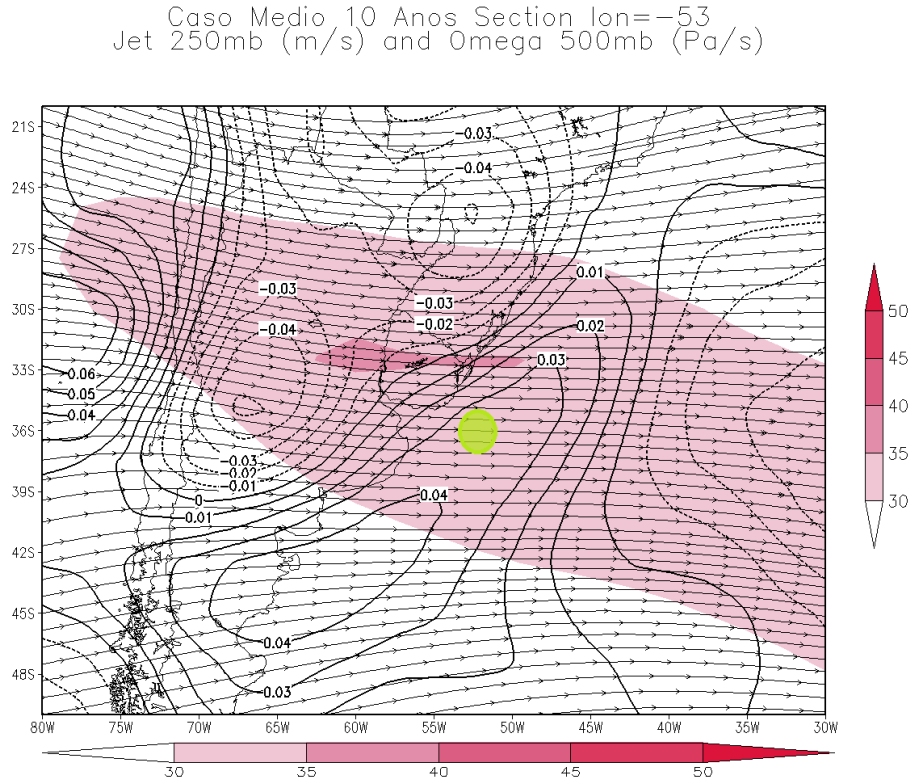


Fonte: Própria autora.

Na Figura 4.24(c) pode-se observar uma Corrente de Jato mais intensa no inverno e mais fraca no outono (Figura 4.24(b)), o que acompanha os gradientes horizontais de temperatura, mais fortes no inverno (especialmente em situações de sistemas frontais) e menos intensos no outono. Um comportamento comum a todas as estações diz respeito à posição das TET ser sempre ao sul do núcleo da CJAN (lado polar). Assim como na média total dos 10 anos, independente da estação, o espaçamento entre as isentrópicas aumentam assim que atravessam o núcleo da CJAN, reiterando o forte gradiente horizontal de temperatura associado a estes eventos.

Segundo, a média dos 10 anos do Corte Horizontal da CJAN em 250 hPa e Omega em 500 hPa entre 30 e 80°O e 20 e 50°S é apresentada na Figura 4.25.

Figura 4.25 – Média dos 10 anos do Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons em cor-de-rosa) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa. A área circulada em verde claro corresponde à média da localização das TET entre 2005 e 2014.



Fonte: Própria autora.

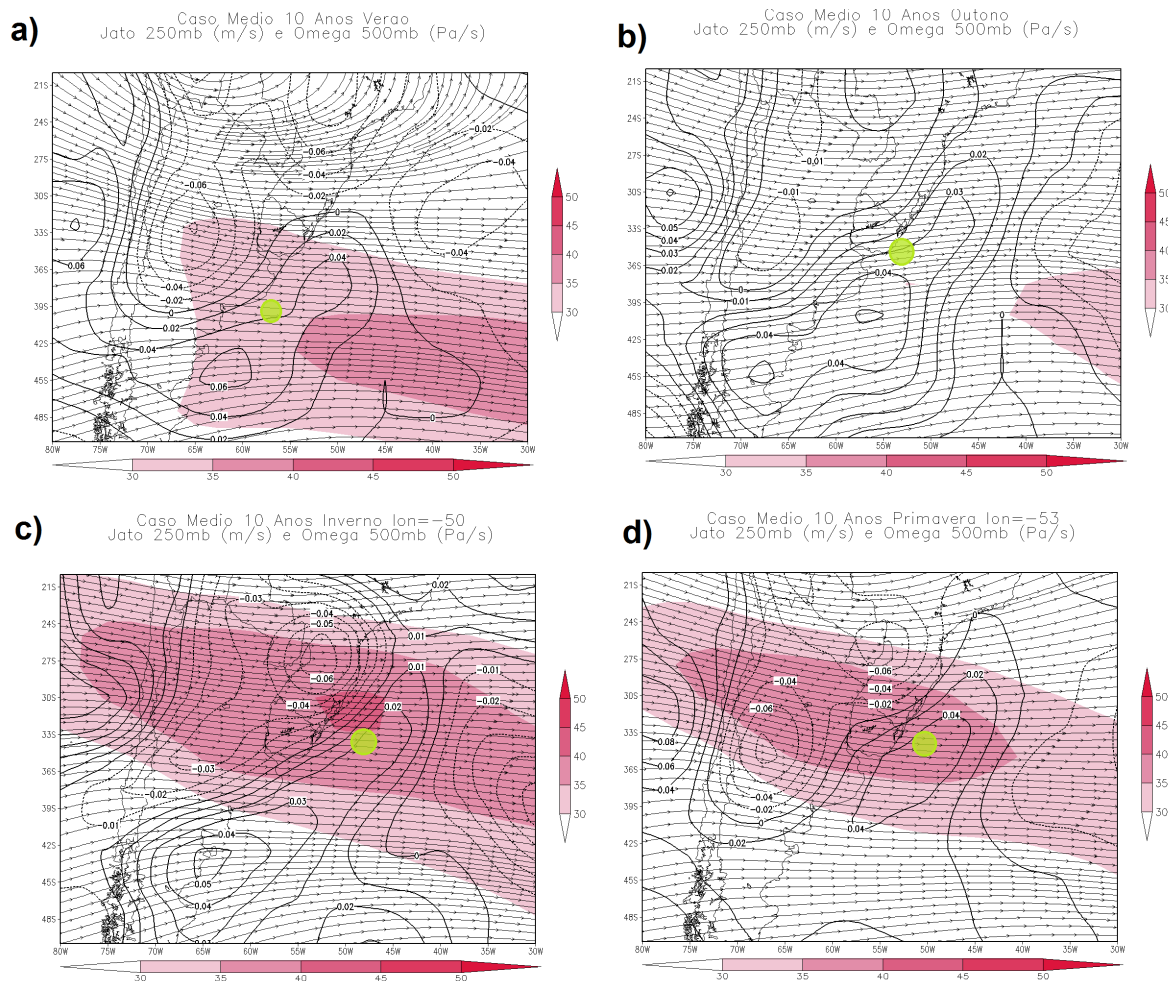
Como se vê na figura 4.25, a média para o vento horizontal em 250 hPa possui uma ampla região com velocidade acima dos 30 m/s, com um pequeno núcleo acima dos 35 m/s. Percebe-se duas células de movimento vertical em 500 hPa, uma ascendente (linhas tracejadas) à noroeste do núcleo (35 m/s) e outra descendente (linha contínua) à sudeste do núcleo. A primeira divide-se em dois núcleos de movimento vertical ascendente, uma na entrada equatorial e outra na entrada polar do núcleo da CJAN. A região média da passagem de parcelas de ar estratosféricas através da tropopausa localiza-se na parte da célula de movimento vertical descendente em 500 hPa, o que potencializa ainda mais a entrada das mesmas para níveis mais baixos da troposfera.

Um dos primeiros critérios para desenvolver este trabalho foi que os casos analisados de TET deveriam possuir, em algum lugar da região delimitada, ventos em 250 hPa acima dos 40 m/s. No entanto, o que se vê na média são valores abaixo deste limite. Este fato deve-se à localização dos núcleos de vento acima dos 40 m/s, que nem sempre estão no mesmo lugar, ocupando latitudes e longitudes diferentes ao longo dos casos de TET, resultando na contabilização de valores menores presentes na grade, o que na média acaba "suavizando" os

picos de vento.

A fim de entender como a Corrente de Jato atua conforme as estações do ano em dias de eventos TET, a Figura 4.26 mostra as posições e intensidades médias deste sistema ao longo dos 10 verões, outonos, primaveras e invernos, entre 2005 e 2014.

Figura 4.26 – Média dos 10 anos do Corte Horizontal em 250 hPa mostrando o jato em altos níveis (tons em cor-de-rosa) e o movimento vertical ω (linhas contínuas e tracejadas) em 500 hPa para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET.

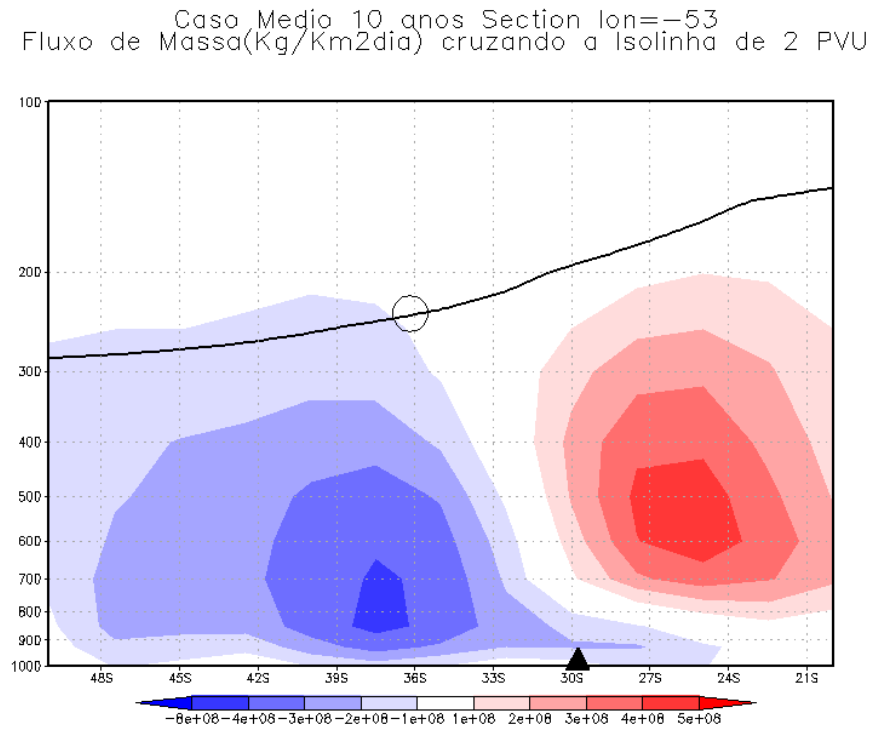


Fonte: Própria autora.

Novamente, a intensidade da CJAN é maior no inverno e menor no outono, com a posição das Trocas sempre em regiões de movimento descendente (ω positivo) em 500 hPa. Os eventos de TET (destacados pelo círculo verde claro) acontecem, em média, sempre na ou próxima da região da Bacia do Prata.

Terceiro, tem-se a média dos 10 anos da seção vertical do Fluxo de Massa, apresentada na Figura 4.27.

Figura 4.27 – Média dos 10 anos da Seção Vertical fixado na longitude 53°O do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU.



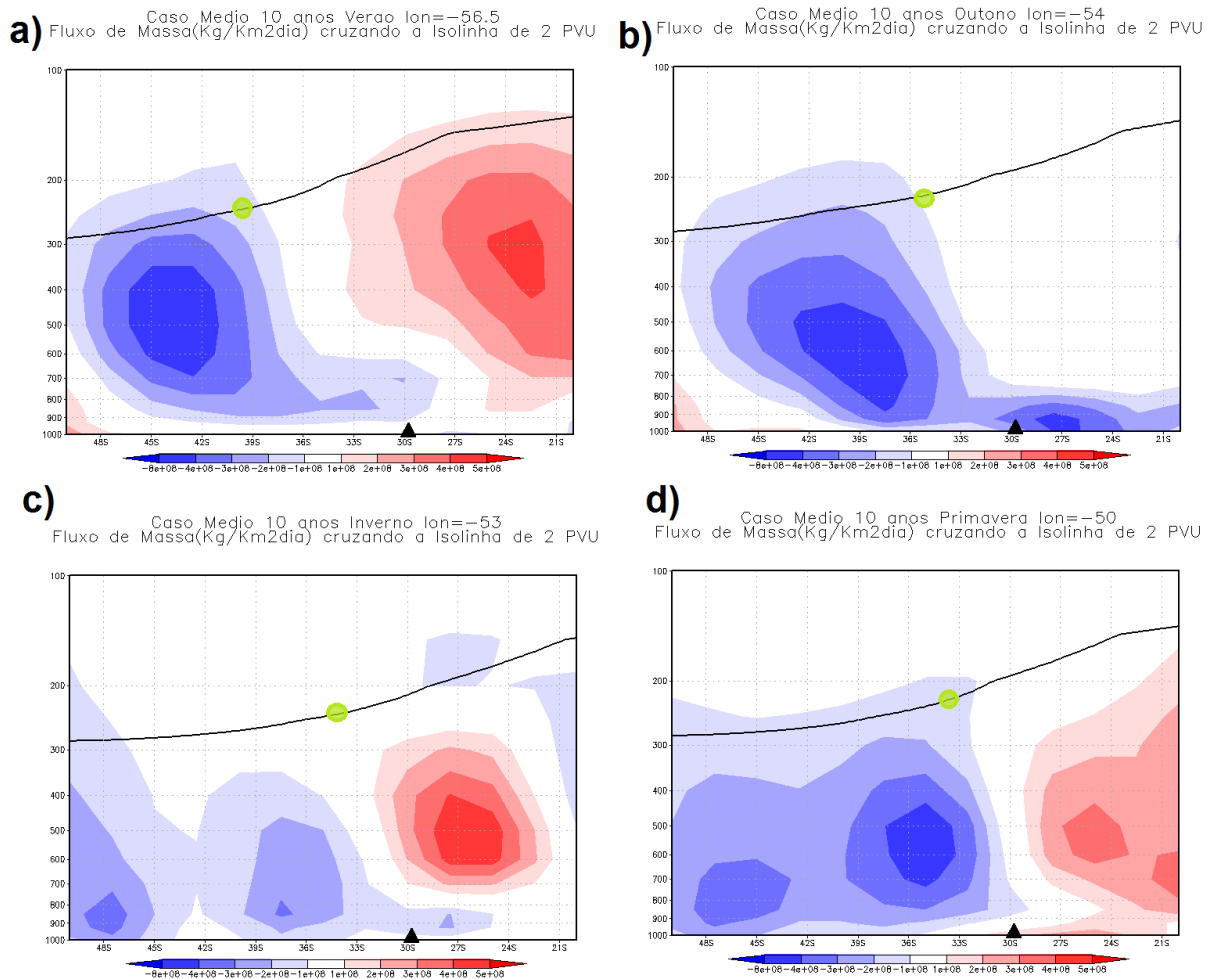
Fonte: Própria autora.

A figura 4.27 apresenta claramente um comportamento inverso ao norte (fluxo de massa ascendente) e ao sul (fluxo de massa descendente) de 30°S. Este tipo de comportamento é esperado em situações de sistemas frontais, os quais separam duas regiões com massas de ar distintas em conteúdo de calor e umidade.

Por sua vez, nestes sistemas também é possível observar movimento ascendente (condição pré-frontal) em sua dianteira e movimento descendente (condição pós-frontal) em sua traseira. Tendo em vista a latitude média da entrada de ar estratosférico para a troposfera (representada na figura pelo círculo preto em 36,2°S), pode-se afirmar que os casos de TET na região sul da América do Sul normalmente acontecem logo após a passagem da rampa frontal associada a um sistema frontal - limite entre as duas regiões com massas de ar com características diferentes, que na imagem é representada pela região em branco entre as cores azul (fluxo de massa descendente) e vermelho (fluxo de massa ascendente).

A seguir (Figura 4.28), a média do corte vertical do Fluxo de Massa por estações do ano é apresentada.

Figura 4.28 – Média dos 10 anos da Seção Vertical do Fluxo de Massa em $\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ cruzando a isolinha de -2 PVU para (a) o Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera. O Círculo verde claro representa a posição média da TET.



Fonte: Própria autora.

O verão é a estação que mais se aproxima da média dos 10 anos para todas as estações, com duas células de movimento ascendente e descendente mais intensas. No outono, observa-se apenas uma célula de fluxo de massa descendente, enquanto no inverno existem duas células mais fracas e posicionadas mais próximas à superfície. Na primavera, as duas células (de fluxo de massa positivo e negativo) não são tão pronunciadas quanto no verão, sendo mais espaçadas e não muito intensas.

5 CONCLUSÃO

Este trabalho apresenta a primeira análise da dinâmica atmosférica em eventos de Troca Estratosfera-Troposfera no sul da América do Sul e sua influência na coluna total de Ozônio na região Central do Rio Grande do Sul, no sul do Brasil. Para este fim, foi desenvolvido um método de avaliação da ocorrência destes eventos, bem como uma abordagem climatológica para as variáveis meteorológicas relacionadas à ocorrência destas trocas. Utilizando dados de Reanálise 2 (NCEP/DOE), foram calculadas as médias diárias de vento, temperatura potencial, vorticidade potencial e fluxo de massa para a região entre 20 e 50°S, em um perfil vertical entre 1000 e 100 hPa. A verificação da ocorrência de Trocas Estratosfera-Troposfera foi realizada inspecionando apenas os eventos com vento horizontal acima de 40 m/s em 250 hPa; para cada um deles foram obtidos o valor e a localização da máxima convergência, altura da tropopausa e fluxo de massa descendente cruzando pela tropopausa.

Considerados os critérios, foram identificados 755 casos de Troca Estratosfera-Troposfera na Região Sul da América do Sul (entre 30 e 80°O e 20 e 50°S) nos 10 anos de estudo. Através da análise da trajetória das parcelas de ar pelo modelo HYSPLIT, foram identificados 103 casos (13,6% do total) acontecendo e/ou influenciando na Região Central do Rio Grande do Sul, sendo que em 67 deles houve aumento e em 36 redução na Coluna Total de Ozônio. As Trocas ocorreram com mais intensidade no inverno (237 casos), seguido da primavera (225 casos), com menor frequência durante o verão (131 casos) e outono (162 casos) entre 2005 e 2014.

A altitude em que as parcelas de ar estratosféricas começam entrar para a troposfera (i. e., altura da tropopausa) mostrou um padrão variando, na média climatológica mensal, entre 260 e 220 hPa, com a altura média nos 10 anos de 234,2 hPa. Outro resultado importante neste sentido são os valores mais altos na altura da tropopausa, correlacionados com um baixo valor da variação da coluna total de ozônio, enquanto que uma altura mais baixa da tropopausa relaciona-se com altos valores na variação da coluna total de ozônio na RCRS.

A importância da Corrente de Jato em Altos Níveis fica evidente na intensificação das TET, uma vez que as circulações transversais associadas ao seu núcleo de máxima velocidade possuem um grande potencial no momento de redistribuir as parcelas de ar da vizinhança. Isso pode ser confirmado através da máxima convergência na altura do núcleo do jato, que impulsiona ainda mais o fluxo de massa descendente, o qual já atua desde a tropopausa.

A latitude média das trocas foi em 36,2°S e a longitude foi 53°O, região localizada na Bacia do Prata. A influência das TET na coluna total de ozônio na RCRS apresentou-se mais eficiente para os casos com aumento deste composto, que em média aumentou 5,13% em relação aos cinco dias anteriores ao evento, enquanto que nos casos com queda na CTO, a variação média foi de -2,88%. A climatologia mensal das variáveis mostrou que o pico máximo de convergência e fluxo de massa coincidem em agosto, exibindo a forte relação entre eles, que por sua vez estão intimamente ligados à CJAN, a qual manifestou valores em sua magnitude

relativamente constantes ao longo do ano. Além disso, o comportamento anual dos valores da coluna total de ozônio foi bem representada na climatologia baseada nos dados do instrumento OMI, com valores mais elevados (baixos) encontrados durante a primavera (verão).

Durante as Trocas Estratosfera-Troposfera a atmosfera exibe um padrão que, de uma forma geral, pode ser representado por uma condição pós-frontal, uma vez que a latitude média onde ocorrem as trocas localiza-se exatamente no início da célula descendente do modelo de fluxo de massa. Este comportamento pode ser também observado no modelo da CJAN, a qual apresenta a TET em uma região de movimento descendente em 500 hPa.

5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A seguir, são apresentadas algumas sugestões a serem exploradas em trabalhos futuros:

- Aplicar a metodologia utilizada na identificação dos eventos de TET para outras regiões do país, implementando uma abordagem que possibilite analisar também as Trocas Troposfera-Estratosfera, principalmente sobre as regiões mais próximas dos trópicos.
- Analisar a condição sinótica troposférica durante os eventos de Troca Estratosfera-Troposfera e Troposfera-Estratosfera, a fim de confeccionar um modelo conceitual de circulação atmosférica quando da ocorrência destes eventos.
- Observar os campos meteorológicos relacionados com os casos TET, confeccionados operacionalmente pelo Grupo de Modelagem Atmosférica de Santa Maria, com dados da saída do modelo GFS e WRF, a fim de prever situações atmosféricas favoráveis à ocorrência de eventos TET.
- Utilizar outras fontes de dados de conteúdo de ozônio, como as provenientes de ozonossondas lançadas na cidade de Santa Maria e dados de satélites de outras cidades da América do Sul, a fim de observar a relação com a TET nestes lugares também.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere**. Belmont, CA, USA: Brooks Cole, 2012. 528 p.

ALBERS, J. R.; NATHAN, T. R. Pathways for communicating the effects of stratospheric ozone to the polar vortex: Role of zonally asymmetric ozone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 3, p. 785–801, 2012.

ANCELLET, G.; BEEKMANN, M.; PAPAYANNIS, A. Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D2, p. 3451–3468, 1994.

APPENZELER, C.; HOLTON, J. R.; ROSENLOF, K. H. Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of H_2O , CO_2 , N_2O and O_3 . **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 15071–15078, 1996.

BATES, D. R.; NICOLET, M. Atmospheric hydrogen. **Publications of Astronomical Society of the Pacific**, v. 62, p. 106–110, 1950.

BEEB, R. G.; BATES, F. C. A mechanism for assisting in the realisation of convective instability. **Monthly Weather Review**, v. 83, n. 11, p. 1–10, 1955.

BEEKMANN, M. et al. Regional and global tropopause flux occurrence and related ozone flux across the tropopause. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 28, p. 29–44, 1997.

BENCHERIF, H. et al. Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4°S, 70.3°E). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, p. 363–373, 2011.

_____. Lidar observations of lower stratospheric aerosols over South Africa linked to large scale transport across the southern subtropical barrier. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 707–715, 2003.

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.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and Theory of Weather Systems**. New York: Oxford University Press, 1993. 594 p.

BRACCI, A. et al. Transport of stratospheric air masses to the Nepal climate observatory-pyramid (Himalaya; 5079 m msl): A synoptic-scale investigation. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 8, p. 1489–1507, 2012.

BRACEGIRDLE, T. J. The seasonal cycle of stratosphere-troposphere coupling at southern high latitudes associated with the semi-annual oscillation in sea-level pressure. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 2323–2333, 2011.

BRAESICKE, P. et al. A model intercomparison analysing the link between column ozone and geopotential height anomalies in January. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 9, p. 2519–2535, 2008.

BRASSEUR, G.; SOLOMON, S. **Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere**. Atmospheric and Oceanographic Sciences. Dordrecht: D. Reidel, 1984. 646 p.

BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 75, p. 351–363, 1949.

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.

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.

CANZIANI, P. O.; LEGNANI, W. E. Tropospheric-stratospheric coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere, part a. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 592, p. 2315–2329, 2006.

CANZIANI, P. O.; MALANCA, F. E.; AGOSTA, E. A. Ozone and upper troposphere/lower stratosphere variability and change at southern midlatitudes 1980-2000: Decadal variations. **Journal of Geophysical Research - Atmosphere**, v. 113, n. D20101, 2008.

CARLSON, T. N. **Mid-Latitude Weather Systems**. Boston: American Meteorological Society, 1998. 593 p.

CHAPMAN, S. A theory of upper atmospheric ozone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 3, p. 103–125, 1930.

CLAIN, G. et al. A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere-troposphere exchange at reunion island. **Atmospheric Environment**, v. 44, n. 7, p. 968–975, 2010.

COOPER, O. R. et al. Direct transport of midlatitude stratospheric ozone into the lower troposphere and marine boundary layer of the tropical pacific ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D23310, 2005.

CRISTOFANELLI, P. et al. Tropospheric ozone variations at the nepal climate observatory-pyramid (himalayas, 5079 m a.s.l.) and influence of deep stratospheric intrusion events. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, p. 6537–6549, 2010.

CRUTZEN, P. J. The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, p. 320–327, 1970.

DANIELSEN, E. F. Stratospheric-tropospheric exchange based upon radioactivity, ozone and potential vorticity. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, p. 502–518, 1968.

_____. Ozone transport. In: WHITTEN, R. C.; PRASAD, S. S. (Ed.). **Ozone in the free atmosphere**. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1985. cap. 3, p. 127–158.

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.

DESSLER, A. **The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone**. Cornwall: Academic Press, 2000. 214 p.

DOBSON, G. M. B. Observations of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. **Proceedings of the Royal Society of London A**, v. 129, n. 411, 1930.

_____. Forty years' research on atmospheric ozone at oxford: A history. **Applied Optics**, v. 7, p. 387–405, 1968.

DOTY, K. G.; PERKEY, D. J. Sensitivity of trajectory calculations to the temporal frequency of wind data. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 387–401, 1993.

DRAXLER, R. R.; HESS, G. D. Description of the hysplit_4 modeling system. **NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224**, p. 1–27, 1997.

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.

ERTEL, H. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 59, p. 271–281, 1942.

FABRY, C.; BUISSON, M. L. L'absorption de l'ultraviolet par l'ozone et la limite du spectre solaire. **Journal of Physics**, v. 3, p. 196–206, 1913.

FELDSTEIN, S. B. Subtropical rainfall and the antarctic ozone hole. **Atmospheric Science**, v. 332, n. 6032, p. 925–926, 2011.

FISHMAN, J. et al. Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 3599–3617, 1990.

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.

GALLEGO, D. et al. A new look for the southern hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 607–621, 2005.

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.

GETTELMAN, A. et al. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 49, 2011.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de meso-escala sobre a Região Central da América do Sul**. 1985. 170 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 1985.

GUO, D. et al. Dynamic effects of the south asian high on the ozone valley over the tibetan plateau. **Acta Meteorologica Sinica**, v. 26, n. 2, p. 216–228, 2011.

HAUCHECORNE, A. Contribution of lidar measurements to the study of the middle atmospheric dynamics. In: BOUTRON, C. F. (Ed.). **From urban air pollution to extra-solar planets**. Les Ulis, France: EDP Sciences, 1999. cap. XV, p. 273–285.

HINTSA, E. J. et al. Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of h₂o, co₂, n₂o and o₃. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 14, 1998.

HOERLING, M. P.; SCHAACK, T. K.; LENZEN, A. J. Global objective tropopause analysis. **American Meteorological Society**, v. 119, p. 1816–1831, 1991.

HOLTON, J. R. **An introduction to Dynamic Meteorology**. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. 535 p.

HOLTON, J. R. et al. Stratosphere-troposphere exchange. **Reviews of Geophysics**, v. 3, n. 3, p. 403–439, 1995.

HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M. E.; ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, p. 877–946, 1985.

HOSKINS, B. J.; SARDESHMUKH, P. D. Transient eddies and the seasonal mean rotational flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 2, p. 328–338, 1987.

HYSPLIT. **Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model**. Estados Unidos da América, 2015. Acesso em 12 ago. 2015. Disponível em: <<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>>.

JING, P. et al. Influence of isentropic transport on seasonal ozone variations in the lower stratosphere and subtropical upper troposphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, p. D10110, 2005.

KANG, S. M. et al. Impact of polar ozone depletion on subtropical precipitation. **Science**, v. 332, p. 951–954, 2011.

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.

KEYSER, D.; SHAPIRO, M. A. A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 452–499, 1986.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Nova Stella, 1991. 149 p.

KUANG, S. et al. Stratosphere-to-troposphere transport revealed by ground-based lidar and ozonesonde at a midlatitude site. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, p. 18305, 2012.

KUNZ, A. et al. Dynamical tropopause based on isentropic potential vorticity gradients. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 116, p. D01110, 2011.

LAMARQUE, J. F.; HESS, P. G.; TIE, X. X. Three-dimensional model study of the influence of the stratosphere-troposphere exchange and its distribution on tropospheric chemistry. **Journal of Geophysical Research - Atmosphere**, v. 104, p. 26363–26372, 1999.

LEFOHN, A. S. et al. The importance of stratospheric-tropospheric transport in affecting surface ozone concentrations in the western and northern tier of the United States. **Atmospheric Environment**, v. 45, p. 4845–4857, 2011.

_____. Quantifying the importance of stratospheric-tropospheric transport on surface ozone concentrations at high- and low-elevation monitoring sites in the United States. **Atmospheric Environment**, v. 62, p. 646–656, 2012.

LEVY, H.; MAHLMAN, J. D.; MOXIM, W. J. A stratospheric source of reactive nitrogen in the unpolluted troposphere. **Geophysical Research Letters**, v. 7, n. 6, p. 441–444, 1980.

LIN, M. et al. Springtime high surface ozone events over the western united states: Quantifying the role of stratospheric intrusions. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, n. D00V22, 2012.

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.

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 Company, 1985. cap. 1, p. 11–80.

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.

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.

MOLINA, M. J.; ROWLAND, F. S. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. **Nature**, v. 249, p. 812–820, 1974.

MOORE, J. T.; VANKNOWE, G. E. The effect of jet-streak curvature on kinematic fields. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 11, p. 2429–2441, 1992.

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.

NCEP/DOE. **National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy**. Estados Unidos da América, 2015. Acesso em 30 jul. 2015. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.pressure.html>>.

OHRING, G. et al. Radiation and ozone: Catalysts for advancing international atmospheric science programmes for over half a century. **Space Research Today**, v. 177, n. 1, p. 16–31, 2010.

OMI. **Ozone Monitoring Instrument**. Estados Unidos da América, 2015. Acesso em 20 set. 2015. Disponível em: <<http://aura.gsfc.nasa.gov/scinst/omi.html>>.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. New York: Springer, 1992. 520 p.

PLOEGER, F. et al. Horizontal transport affecting trace gas seasonality in the tropical tropopause layer (ttl). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, 2012.

PRATHER, M.; JAFFE, H. Variations of the residual circulation in the northern hemispheric winter. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 95, p. 3413–3492, 1990.

RANDEL, W. J.; GARCIA, R. R.; WU, F. Time-dependent upwelling in the tropical lower stratosphere estimated from the zonal-mean momentum budget. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 2141–2152, 1996.

_____. Upward mass fluxes in tropical upper troposphere and lower stratosphere derived from radiative transfer calculations. **ournal of Quantitative Spectroscopy Radiative Transfer**, v. 117, p. 114–122, 2013.

RAY, E. A. et al. Distributions of ozone in the region of the subtropical jet: An analysis of in situ aircraft measurements. **Journal of Geophysical Research - Atmospher**, v. 109, n. D8, 2004.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na américa do sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

REED, R. J.; DANIELSEN, E. F. Fronts in the vicinity of the tropopause. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 11, n. 1, p. 1–17, 1958.

REED, R. J.; SANDERS, F. An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field. **Journal of Meteorology**, v. 10, n. 2, p. 338–349, 1953.

RIEHL, H. **Jet Streams of the Atmosphere**. Fort Collins, Colorado: Colorado State University, 1962.

RIEHL, H.; BERRY, F. A.; MAYNARD, H. Exploration of the jet stream by aircraft during the 1952-1953 winter. **Journal of Meteorology**, v. 12, p. 26–35, 1955.

ROGAL, M. et al. Modeling the effects of southeast asian monsoon outflow on subtropical anticyclones and midlatitude ozone over the southern indian ocean. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 115, n. D20101, 2010.

ROSENFELD, J. E.; SCHOEBERL, M. R.; GELLER, M. A. A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 859–876, 1987.

ROSENLOF, K. H. Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. D3, p. 5173–5191, 1995.

ROSSBY, C. G. Planetary flow patterns in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 66, p. 68–87, 1940.

_____. Recent advances and probable future trends in basic and applied meteorology. **Proceedings of the Third Hydraulics Conference Bulletin - University of Iowa**, v. 31, p. 103–120, 1947.

SANTOS, A. F. **Padrões Sinóticos de Circulação Atmosférica associados ao Jato em Baixos Níveis a leste da Cordilheira dos Andes na América do Sul**. 2006. 252 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

SCHOEBERL, M. R.; STOLARSKI, R. S.; KRUEGER, A. J. The 1988 antarctic ozone depletion: Comparison with previous year depletions. **Geophysical Research Letters**, v. 16, n. 5, p. 377–380, 1989.

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

SEMANE, N. et al. 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. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 1927–1936, 2006.

SKERLAK, B. et al. Tropopause folds in era-interim: Global climatology and relation to extreme weather events. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, n. 10, p. 4860–4877, 2015.

SKERLAK, B.; SPRENGER, M.; WERNLI, H. A global climatology of stratosphere–troposphere exchange using the era-interim data set from 1979 to 2011. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, p. 913–937, 2014.

SOLOMON, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 275–316, 1999.

SPRENGER, M.; WERNLI, H. A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the era15 time period (1979–1993). **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D12, 2003.

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.

STEINBRECHT, W.; CLAUDE, H.; KÖHLER, U. Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D15, p. 19,183–19,192, 1998.

STOHL, A. et al. A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, p. 1565–1573, 2003.

STOLARSKI, R. S.; CICERONE, R. J. Stratospheric chlorine: A possible sink for ozone. **Canadian Journal of Chemistry**, v. 52, p. 1610–1615, 1974.

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.

TEGTMIEIER, S. et al. Variations of the residual circulation in the northern hemispheric winter. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D16109, 2008.

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.

UCCELINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 682–703, 1979.

VAN-HAVER, P. et al. Climatology of tropopause folds at midlatitudes. **Geophysical Research Letters**, v. 107, p. 1033–1036, 1996.

VINGARZAN, R. A. A review of surface ozone background levels and trends. **Atmospheric Environment**, v. 38, p. 3431–3442, 2004.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science : An Introductory Survey**. San Diego: Academic Press, 2006.

WERNER, R. et al. Study of the seasonal ozone variations at european high latitudes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 47, p. 740–747, 2011.

WHITTEN, R. C.; PRASAD, S. S. **Ozone in the Free Atmosphere**. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1985. 287 p.

WMO. **World Meteorological Organization: Scientific Assessment of Ozone Depletion**. Estados Unidos da América, 2014. Acesso em 03 abr. 2015. Disponível em: <<https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone2014/ozoneasstreport.html>>.

WOFSY, S.; MCELROY, M. B.; YUNG, Y. L. The chemistry of atmospheric bromine. **Geophysical Research Letters**, v. 2, p. 215–218, 1975.

**APÊNDICE A – CASOS QUE CHEGARAM À REGIÃO CENTRAL DO RIO
GRANDE DO SUL**

Tabela A.1 – Variação da CTO para os casos de TET que chegaram à RCRS

Data	Variação da CTO (%)
25/01/05	2,49
24/05/05	6,13
25/05/05	8,7
20/06/05	16,8
13/09/05	-7,39
23/10/05	-6,79
24/12/05	-1,97
27/01/06	2,7
03/03/06	-1,14
04/05/06	-1,37
27/06/06	-5,61
03/11/06	-3,67
03/12/06	0,76
04/12/06	0,76
14/01/07	-0,78
18/02/07	-0,14
31/03/07	-1,58
14/05/07	-1,54
29/05/07	0,15
14/06/07	20,24
14/07/07	4,03
23/07/07	6,26
10/08/07	2,61
20/08/07	0,48
11/10/07	3,67
13/10/07	1,36
12/11/07	4,26
20/11/07	-1,62
06/12/07	2,97
25/01/08	0,2

Continua na próxima página

Tabela A.1 – *Continuação da página anterior*

30/04/08	1,62
02/05/08	5
11/05/08	4,79
30/05/08	1,47
31/05/08	2,33
01/06/08	-0,86
10/06/08	4
12/06/08	-3,04
14/06/08	7,83
22/06/08	5,52
25/06/08	1,62
25/08/08	-0,32
05/09/08	11,1
07/09/08	1,48
01/10/08	3,51
02/10/08	3,51
10/04/09	5,3
06/05/09	-0,95
05/06/09	5,32
25/06/09	10,76
27/06/09	-5,44
06/08/09	-4,9
04/09/09	1,25
08/11/09	4,26
15/11/09	-2,05
03/12/09	1,23
14/03/10	1,71
24/04/10	3,44
27/04/10	1,95
19/06/10	3,68
14/07/10	9,1
01/08/10	-0,18
06/08/10	-3,6
15/08/10	-3,2
16/08/10	-3,1
18/09/10	3,78

Continua na próxima página

Tabela A.1 – *Continuação da página anterior*

25/09/10	-0,5
06/10/10	3,72
23/10/10	2,26
10/11/10	0,0086
06/12/10	3,95
04/06/11	-2,23
27/06/11	7,9
29/07/11	-5,1
02/08/11	7,3
04/08/11	13,7
11/10/11	-0,28
25/10/11	9,28
30/10/11	-4,2
13/11/11	2,43
14/11/11	3,86
19/02/12	0,96
20/04/12	8,3
29/04/12	10,5
15/06/12	3,38
16/06/12	7,3
10/09/12	-1,19
18/09/12	2,5
25/09/12	8,3
01/11/12	5,5
09/12/12	-9,2
17/05/13	1,4
30/05/13	8,3
13/08/13	9,4
03/12/13	-0,82
31/05/14	-3,08
13/06/14	6,1
22/08/14	18,46
04/09/14	-6,03
07/09/14	-1,8
24/09/14	-5,61
01/10/14	-2,7

Continua na próxima página

Tabela A.1 – Continuação da página anterior

14/10/14	9,3
----------	-----
