

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

FLÁVIA MATIOLI DA SILVA

**AVALIAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS
ASSOCIADAS AO DESENVOLVIMENTO DAS TEMPESTADES
NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO**

São Paulo, SP
2012

FLÁVIA MATIOLI DA SILVA

**AVALIAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS
ASSOCIADAS AO DESENVOLVIMENTO DAS TEMPESTADES
NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO**

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Biblioteca da Unidade e na Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da USP (BDTD).

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade
de São Paulo para obtenção do título de Mestre em
Ciências Atmosféricas

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Carlos A. Morales Rodriguez

São Paulo
2012

Agradecimentos

Primeiramente agradeço à Deus pela dádiva da vida;

Agradeço a todos aqueles que participaram e foram peças-chaves na minha formação, como meus familiares, professores, funcionários no IAG e até mesmo ao próprio IAG-USP por esta oportunidade;

Agradeço aos meus pais (Valter e Silvana) pelo apoio e compreensão, que souberam carinhosamente entender minhas inúmeras ausências em virtude dos estudos;

Agradeço ao meu companheiro, parceiro, amigo e namorado Flavio que sempre esteve ao meu lado *mesmo nas intempéries*, e que nunca deixou eu desistir dos meus sonhos. E claro, agradeço à ele acima de tudo pela paciência nos dias mais tensos;

Agradeço ao meu querido orientador Carlos Morales, que sempre esteve disposto a me auxiliar, inclusive fins de semana e feriados. Além disso, por me ceder todo material e espaço necessário para esta pesquisa;

Agradeço aos meus queridos amigos, e olha que são muitos. Ao Gláuber pelas horas de dedicação e imensa paciência em me auxiliar com o MatLab e códigos dos mais diversos. A Bruna Segalin, a Fabiane Bender, a Tatiane Martins, a Nadiara Pereira, o Rafael Batista, (...) e todos aqueles que estiveram mais próximos desde o início de tudo;

Agradeço à minha amiga querida Camila Carpenedo, que sempre esteve presente nos momentos mais difíceis no decorrer do mestrado, me amparando com palavras doces, com conselhos valiosos, e além disso me fazendo rir e até mesmo chorar (de tanto rir);

Agradeço aos meus amigos de laboratório, Evandro Anselmo e João Neves por sempre me acudir com os problemas mais diversos possíveis;

Agradeço a todos aqueles que de certa forma fizeram parte de minha vida;

Sobretudo, agradeço à Capes e ao CNPq pelo apoio financeiro ao longo da pesquisa.

Agradeço à banca pelas valorosas contribuições.

RESUMO

Este estudo caracterizou as condições atmosféricas associadas à ocorrência de tempestades sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) durante as quatro estações do ano. Para isto, foram utilizados as observações meteorológicas da estação meteorológica do IAG/USP, campos de temperatura e vento das reanálises NCEP-II nos níveis de 850 e 200 hPa, as radiossondas do aeroporto do Campo de Marte e os dados do radiômetro da AERONET instalado no Instituto de Física da USP. Neste sentido, foram analisados 3287 dias de janeiro de 2001 a dezembro de 2009, onde 2707 dias não apresentaram a ocorrência de tempestade (ST) e 580 dias tiveram a formação de tempestades (CT). Observou-se que em dias CT a temperatura do ar foi em média de 0,2 a 2,6°C maior, a pressão atmosférica foi em média 0,5 a 2,8 hPa menor, a razão de mistura foi em média 1,17 a 2,36 g/kg maior, a temperatura do bulbo úmido foi em média 1,1 a 2,6 °C maior, e finalmente a precipitação foi mais intensa e volumosa, além de ter um máximo no período da tarde, em relação aos dias ST. Em dias CT, o vento foi predominantemente de noroeste pela manhã e de sudeste pela tarde e já em dias ST, o vento foi predominantemente de nordeste durante as manhãs e sudeste durante as tardes. A entrada da brisa marítima na RMSP, ou seja, vento de SE no período da tarde, era mais intensa nos dias ST enquanto que nos dias CT apresentava-se desacerada e defasada temporalmente. Em relação aos campo sinóticos observou-se em todas as estações do ano que em dias CT havia a presença de sistemas pré-frontais associado a um escoamento de noroeste no sudeste brasileiro e regiões mais quentes no sudeste e mais frias no sul do Brasil quando comparados com os dias ST. O acoplamento entre baixos e altos níveis indicou que este dipolo de temperatura era invertido e deslocado para o sul, indicando que durante os dias CT havia maior instabilidade baroclínica mais evidenciada. Os perfis verticais temperatura do ar indicaram que os dias CT eram de 1°C a 3°C mais quentes na baixa troposfera e até 1,5°C na média e alta atmosfera, exceto no inverno que eram mais frios. Já os perfis de razão de mistura mostraram que nos dias CT havia entre 0,5g/kg a 3,5 g/kg a mais de vapor d'água entre a superfície e 500 hPa. Dessa maneira, observam-se

temperaturas potenciais equivalentes maiores também nos dias CT. Finalmente a partir das medidas de profundidade óptica do aerossol (AOD) da AERONET foi possível observar que independente da época do ano e dias CT e ST, havia uma dependência espectral com predomínio da moda fina em relação a moda grossa. Sendo que somente durante o inverno e a primavera havia uma diferença estatisticamente significativa na AOD das modas fina e grossa. E através da distribuição de tamanho de aerossóis inferidos pela AERONET, observou-se um predomínio da moda fina, tanto para os dias CT e ST, sendo que nos dias CT as concentrações eram maiores porém estas diferenças não eram estatisticamente significativas.

PALAVRAS CHAVES: TEMPESTADES, RAIOS E AEROSSÓIS.

ABSTRACT

This study characterized the atmospheric conditions associated with the initiation and development of thunderstorms over the metropolitan area of São Paulo (RMSP) during the four seasons of the year in the period of January of 2001 through December 2009. To achieve this goal, this study used the meteorological observations obtained in the IAG/USP weather station, the temperature and wind fields at 850 and 200 hPa from the NCEP-II Reanalysis, radiosondes from Campo de Marte airport and sun photometer measurements from the USP Physics Institute AERONET site. During the period of 2001-2009, it possible to analyze 3287 days, where 2707 days did not have any observations of thunderstorms (ST) while 580 days had the occurrence of thunderstorms (CT). In respect to ST days, CT days were in general 0,2 a 2,6°C warmer, presented lower atmospheric pressure (0,5 a 2,8 hPa), more mixing ratio (1,17 a 2,36 g/kg), higher web bulb temperature (1,1 a 2,6 °C), and finally more rain volume and intenser rain rates, in addition to a well defined afternoon precipitation maximum. During CT days, the wind was predominantly from NW in the morning and SE in the afternoon. For ST days though, the wind blew from NE in the morning and SE in the afternoon. The sea breeze circulation penetration in the RMSP is well defined by the SE flow that is more intense during ST days, while during CT days it was weaker and temporal delayed. The synoptic fields revealed that in all seasons in respect to ST days, CT days were under pre-frontal conditions associated with a NW flow in the southeast region of Brazil with warmer regions in the southeast and colder regions in the south of Brazil. The lower and higher level coupling showed that the temperature dipole was inverted and displaced towards the south, showing a baroclinic instability condition during CT days. The temperature vertical profiles showed that CT days were between 1 to 3 °C warmer in the lower troposphere and up to 1,5 °C in the middle and higher atmosphere, except in the winter that it was colder. In respect to the mixing ratio, CT days had in general between 0,5 and 3,5 g/kg more water vapor than ST days from the surface up to 500 hPa. As a consequence, CT days had warm equivalent potential temperature. Finally,

aerosol optical depth (AOD) from AERONET showed that both ST and CT had a spectral dependence with predominance of the fine mode in respect to the coarse mode. It was found significant statistical differences between the AOD observations during CT and ST days in the fine and coarse mode during winter and spring seasons. The aerosol size distribution inferred by AERONET showed that fine mode had higher concentration than the coarse independently from the weather condition and season. Moreover, CT days had higher aerosol concentration but these differences were not statistical significant.

KEYWORDS: THUNDERSTORMS, LIGHTNING AND AEROSOLS.

SUMÁRIO

Lista de Figuras	10
Lista de Tabelas	16
1 INTRODUÇÃO	18
1.1 Tempestades	20
1.1.1 Formação e Desenvolvimento das Nuvens	20
1.1.2 Teoria da Eletrificação de Nuvens	25
1.1.3 Carregamento dos Hidrometeoros	28
1.2 Climatologia da RMSP	32
1.3 Sistemas Atuantes na RMSP	36
1.3.1 Sistemas Frontais	36
1.3.2 Brisa Marítima	37
1.4 Aerossóis	39
2 OBJETIVO	42
3 DADOS E METODOLOGIA	43
3.1 Condições Meteorológicas Locais	44
3.2 Condições Sinóticas	46
3.3 Sondagem Atmosférica	47

3.4	Aerossóis Atmosféricos	49
3.4.1	AERONET	49
3.5	Teste Estatístico de Hipótese	52
3.5.1	A Distribuição t de Student	53
3.5.2	Aplicação do teste de hipótese	53
4	CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS LOCAIS	56
4.1	Pressão Atmosférica	56
4.2	Temperatura do Ar	58
4.3	Temperatura do Bulbo Úmido	61
4.4	Razão de Mistura	64
4.5	Vento	66
4.6	Precipitação	72
5	CONDIÇÕES SINÓTICAS	77
5.1	Temperatura do Ar e Vento	77
5.2	Divergência Horizontal	87
5.3	Vorticidade Relativa	93
6	PERFIS VERTICAIS	98
6.1	Temperatura do Ar	98
6.2	Vento	101
6.3	Temperatura Potencial Equivalente	104
6.4	Perfil Vertical de Razão de Mistura	106
7	Aerossol	109

7.1	AOD	110
7.2	Distribuição de Tamanho	111
8	CONCLUSÃO	114
9	Apêndice	118
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

Lista de Figuras

- 1 Diferentes processos de formação de nuvens, como (a) convecção, (b) orografia, (c) convergência e (d) sistemas frontais. (Adaptado de Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens) 21
- 2 Modelo de uma nuvem de tempestade, ilustrando a possível localização de água líquida e sólida em níveis de altura e temperatura. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens) 23
- 3 Nuvens baixas, como cumulus (precursora das nuvens de tempestades), stratus e stratocumulos. Nuvens médias, como Altocumulus e Altostratus. Nuvens altas como Cirrus, Cirrostratus e Cirroscumulus. Cumulusnimbus (Cb) corresponde a uma nuvem com grande desenvolvimento vertical, associada a nuvens de tempestades. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens). 24
- 4 Ilustração da descarga elétrica Nuvem-Terra, Nuvem-Nuvem e Nuvem-Atmosfera. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens) 25
- 5 Modelo de uma molécula de água com o momento de dipolo permanente (5a). Distribuição de carga nos hidrometeoros, segundo disposição das moléculas de água (5b). Reorientação das cargas nos hidrometeoros, com a aplicação de um campo elétrico (5c). Orientação do campo elétrico da atmosfera (5d) 26
- 6 Mecanismo indutivo de carregamento de hidrometeoro para torna-lo polarizado. . 29
- 7 A RMSP destacada em vermelho à leste do Estado de São Paulo (a). Municípios que compõem e circundam a Capital Paulista (b). Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Região_Metropolitana_de_São_Paulo. 32

8	Classificação climática da América do Sul, segundo Köppen-Geiger, para o território da América do sul, incluindo a RMSP identificada com um X no mapa. Figura adaptada de Peel et al. (2007).	33
9	Climatologia da RMSP, através da temperatura média mensal (linha vermelha) e precipitação média mensal (barra azul). Fonte: Boletim Climatológico Anual 2011 da EM-IAG/USP	34
10	Precipitação média mensal (linha azul) e número de dias médio mensal de trovoadas entre o período de 1950 a 2011.	35
11	Sistema frontal clássico, composto por um centro de baixa pressão, uma frente fria e uma frente quente. Fonte: Instituto Tecnológico Simepar.	36
12	Ilustração de uma frente fria (subfig:frentefria) e de uma frente quente (subfig:frentequente). Fonte: http://www.dammous.com/tempo/	37
13	Brisa marítima (a) e brisa terrestre (b). Circulação do vento com regiões de ascendência e subsidência do ar. (Fonte: http://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/otempo/previsao.numerica/index.html?page=aladin.brisa.mar.xml)	38
14	Distribuição de tamanho do aerossol atmosférico. Apresenta os principais processos físico-químicos envolvidos na formação e remoção de aerossóis na atmosfera. Fonte: Adaptado de Steinfeld e Pandis (1998).	40
15	Radiômetro CIMEL instalado no Instituto de Física da USP, em 23°33'S e 46°44'W. Fonte: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Sao_Paulo.html	50
16	Distribuição t Student e distribuição normal.	53
17	Distribuição t Student, representando a região crítica.	54
18	Ciclo diurno médio da P_{NM} (hPa) durante o DJF, MAM, JJA e SON, para os dias CT (a) e para os dias ST (b).	57

19	Ciclo diurno médio da P_{NM} (hPa) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada), durante o DJF (19a), MAM (19b), JJA (19c) e SON (19d). As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal, referem-se a significância estatística de 95% e 99%, respectivamente.	58
20	Médias horárias de T_{ar} ($^{\circ}C$) para (20a) dias CT (linha contínua) e (20b) dias ST (linha tracejada) no DJF, MAM, JJA e SON.	59
21	Médias horárias de T_{ar} ($^{\circ}C$) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) no (21a) DJF, (21b) MAM, (21c) JJA e (21d) SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.	60
22	Médias horárias de T_{ω} para dias CT (22a) (linha contínua) e dias ST (22b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.	62
23	Médias horárias de T_{ω} para dias CT ($^{\circ}C$, linha contínua) e dias ST ($^{\circ}C$, linha tracejada) no (23a) DJF, (23b) MAM, (23c) JJA e (23d) SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos quadrado e losango localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.	63
24	Médias horárias de ω para dias CT (24a) (linha contínua) e dias ST (24b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.	64
25	Médias horárias de ω (g/kg) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) no (25a) DJF, (25b) MAM, (25c) JJA e (25d) SON.	65
26	Médias horárias da direção do vento (26a) zonal e (26b) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao DJF. Médias horárias da direção do vento (26c) zonal e (26d) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao MAM. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos quadrado e losango localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.	67

27	Médias horárias da direção do vento (27a) zonal e (27b) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao JJA. Médias horárias da direção do vento (27c) zonal e (27d) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente a SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.	68
28	Médias horárias da intensidade do vento para (28a) o DJF, (28b) MAM, (28c) JJA e (28d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).	70
29	Magnitude do vento para (29a) o DJF, (29b) MAM, (29c) JJA e (29d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).	71
30	Médias horárias de precipitação para dias CT (30a) (linha contínua) e dias ST (30b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.	72
31	Médias horárias de precipitação para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) no (31a) DJF, (31b) MAM, (31c) JJA e (31d) SON.	73
32	Distribuição de frequência (●) e ponderada pelo volume (▲), para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) no DJF (32a), MAM (32b), JJA (32c) e SON (32d).	74
33	Composição dos campos de T_{ar} (°C, sombreado), direção e intensidade do vento ($m s^{-1}$, vetor) dos dias CT, em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	81
34	Composição dos campos de T_{ar} (°C, sombreado), direção e intensidade do vento ($m s^{-1}$, vetor) dos dias ST, em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	82
35	Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de T_{ar} (°C, sombreado), direção e intensidade do vento ($m s^{-1}$, vetor), em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	86
36	Composição dos campos de divergência horizontal do vento dos dias CT (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	89

37	Composição dos campos de divergência horizontal do vento dos dias ST (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	90
38	Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de divergência horizontal do vento (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	92
39	Composição dos campos de vorticidade relativa dos dias CT (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	94
40	Composição dos campos de vorticidade relativa dos dias ST (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	95
41	Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de vorticidade relativa (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.	97
42	Perfil vertical da temperatura da atmosfera, oriundo de radiossondagem para os trimestres DJF (42a), MAM (42b), JJA (42c) e SON (42d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), com o teste t Studente para os níveis de 95% (■) e de 99% (◆) de significância estatística.	99
43	Diferença da temperatura da atmosfera entre os dias CT e ST para todas as estações do ano.	100
44	Médias horárias da intensidade do vento para o trimestre DJF (44a), MAM (44b), JJA (44c) e SON (44d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).	101
45	Magnitude média do vento em dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) para o trimestre DJF (45a), MAM (45b), JJA (45c) e SON (45d).	103
46	Perfil vertical da temperatura potencial equivalente para (46a) o DJF, (46b) MAM, (46c) JJA e (46d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).	105
47	Perfil vertical da razão de mistura, oriundo de radiossondagem para os trimestres DJF (47a), MAM (47b), JJA (47c) e SON (47d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), com o teste t Studente para os níveis de 95% (■) e de 99% (◆) de significância estatística.	107

48	Diferença da razão de mistura (vapor d'água presente na atmosfera) entre os dias CT e ST para todas as estações do ano.	108
49	Frequência de observação realizadas pelo fotômetro da rede AERONET, no período de 2001 à 2009.	109
50	Médias de AOD em função do comprimento de onda [nm] em dias CT (50a) e ST (50b).	110
51	Distribuição de tamanho volumétrica média de aerossóis matutinos em cada estação do ano, nos dias CT (51a) e ST (51b).	112
52	Distribuição de tamanho volumétrica média de aerossóis matutinos nos dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), em DJF (52a), MAM (52b), JJA (52c) e SON (52d). As barras representam a variabilidades (desvios padrões) da distribuição.	113

Lista de Tabelas

1	Média da climatologia de precipitação mensal e o número de dias mensal de trovoadas. Fonte: Boletim Climatológico 2011 da EM-IAG/USP.	35
2	Número total de dias, número de dias CT e dias ST, para cada estação do ano. .	44
3	Medias da AERONET de AOD.	49
4	Teste t Student para a diferença do vento zonal (u) e meridional (v) entre dias CT e ST, para os níveis de significância estatística de 95% e 99%. . .	103
5	Médias, desvios padrões de AOD para dos dias CT e ST, para cada estação do ano, seguido do teste estatístico t-Student	111
6	Pressão atmosférica média ($\overline{P_{NM}}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de $\overline{P_{NM}}$ (dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de hPa.	118
7	Temperatura do ar média ($\overline{T_{ar}}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de $\overline{T_{ar}}$ média(dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de °C.	118
8	Precipitação média nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de precipitação média (dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de mm/dia.	119
9	Precipitação média nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença de precipitação média entre dias CT e ST, todos em unidade de mm/dia. . . .	119

10	Temperatura do bulbo úmido média ($\overline{T_w}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença de $\overline{T_w}$ média entre dias CT e ST, todos em unidade de °C. 119
11	Razão de mistura média (\overline{w}) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença da \overline{w} entre dias CT e ST, todos em unidade de g/kg. 119
12	Vento zonal (u), vento meridional (v) e a resultante (r), representando a direção predominante do vento local em dias CT e ST. 120

1 INTRODUÇÃO

Tempestades são nuvens com atividade elétrica (descargas atmosféricas intra-nuvem ou nuvem terra) durante o seu ciclo de vida, e geralmente estão associadas a nuvens do tipo Cumulus Nimbus. Comumente as tempestades são acompanhadas de precipitação elevada, ventos fortes e queda de granizo. De uma forma simplificada, as descargas elétricas observadas em nuvens nada mais é do que uma resposta do campo elétrico, que por sua vez depende da quantidade e do tipo de gelo dentro da nuvem (ALBRECHT, 2008). Logo, somente nuvens com grande desenvolvimento vertical podem ativar a fase fria, o que em parte explicaria a grande quantidade de precipitação observada (MORALES et al., 2010).

Na RMSP há a atuação de diversos fenômenos meteorológicos que possibilitam a formação de tempestades, tais como: (a) convecção local; (b) brisa marítima (OLIVEIRA et al., 2003); (c) efeitos orográficos; e (d) perturbações atmosféricas de escala sinótica associados aos sistemas frontais (DAMETTO; ROCHA, 2006), linhas de instabilidade, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e ao posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

Dentre estes fenômenos, a penetração da brisa marítima tem papel fundamental na formação e desenvolvimento de precipitação sobre a RMSP. Esta circulação é caracterizada por um escoamento de nordeste durante a manhã e de sudeste no período vespertino (OLIVEIRA; DIAS, 1982). Os ventos que sopram do mar transportam umidade para o continente, permitindo a chegada deste ar úmido à RMSP. Esta umidade por sua vez, passa a ser um dos ingredientes para desencadear a formação ou desenvolvimento de nuvens precipitantes, que podem evoluir para uma tempestade. Por exemplo, Pereira Filho (2003) observou que esta circulação em conjunto com a de ilha de calor disparava a formação de sistemas precipitantes e que este mecanismo poderia modificar a distribuição espacial e volumétrica da chuva. Já Morales et al. (2010) observaram que no verão as tempestades estavam associadas a sistemas pré-frontais que impunham circulação de noroeste pela manhã e de sudeste a tarde. Como consequência, vento de noroeste trazia

ar mais quente e seco do continente durante a manhã, o que retardava a penetração da brisa marítima (ar mais frio e úmido) no período vespertino. Posteriormente, a convergência das duas massas de ar, proporcionava o ambiente ideal para o desenvolvimento das tempestades.

Por outro lado, a RMSP é um grande centro urbanizado, que introduz mudanças significativas na camada de mistura devido aos fluxos de calor sensível, que estão associados às diferentes urbanizações na cidade. Este efeito pode provocar uma ilha de calor com 2°C a 10°C a mais do que as áreas vizinhas (FREITAS, 2003). Além disso, o desenvolvimento de grandes centros urbanos também provoca um aumento das emissões antrópicas, as quais produzem grande quantidade de material particulado (MP) (OLIVEIRA, 2007), e de gases que indiretamente podem modificar as propriedades microfísicas das nuvens e radiativas da atmosfera (STEINFELD; PANDIS, 1998).

Nesse sentido, alguns estudos apontam que emissões antrópicas em áreas urbanas causam mudanças nos processos de precipitação, como de supressão (ROSENFELD, 2000) ou aumento no volume de chuva (SHEPHERD et al., 2002). Enquanto que outros encontraram que altas concentrações de aerossóis estavam correlacionadas com atividade elétrica (ROSENFELD, 2000; ROSENFELD; LENSKY, 1998; WILLIAMS et al., 2002).

Recentemente, alguns estudos como o de Naccarato et al. (2003) e Farias et al. (2009) indicaram que existe uma correlação entre a incidência de raios, a extensão da ilha de calor e a concentração de MP na RMSP. Já Morales et al. (2010) encontraram que o desenvolvimento das tempestades esteve associado principalmente aos fenômenos de escala sinótica e que a concentração e distribuição de tamanhos de aerossol eram iguais tanto para dias com ocorrência de tempestade (CT) e dias sem ocorrência de tempestade (ST).

A contribuição do aerossol na precipitação, nuvens e tempestades foi explorada em vários locais do mundo a partir de medidas de MP ou concentração de núcleos de condensação de nuvens (CCN, do inglês Cloud Condensation Nuclei) (WILLIAMS et al., 2002; STEIGER, 2001; NACCARATO et al., 2003; ANDREAE et al., 2004; KAR et al., 2009; FARIAS et al., 2009), enquanto que outros estudos se concentraram no raio efetivo das gotículas de nuvens inferidas por medidas de satélite (ROSENFELD, 2000; ROSENFELD; LENSKY, 1998; SHERWOOD, 2002). Entretanto, ao se utilizar medidas

de MP não é possível determinar exatamente a concentração de CCN. É importante ressaltar que as medidas de MP são altamente dependentes das fontes de emissão. As medidas de MP são representativas nas camadas superficiais que não necessariamente são transportadas verticalmente. Além disso, o desenvolvimento das gotículas de nuvens depende não somente da concentração de CCN e composição química, mas também são altamente dependentes do tamanho destas partículas que estão disponíveis na base da nuvem (DUSEK et al., 2006).

Como os estudos anteriores indicaram, ainda existem muitas controvérsias sobre o papel dos aerossóis e sua participação no desenvolvimento das tempestades, bem como das condições meteorológicas associadas, na RMSP. Dessa maneira, este estudo visa analisar as condições meteorológicas médias e caracterizar a concentração de aerossóis durante a ocorrência de tempestades na RMSP. Para tanto, este trabalho utiliza metodologia similar à empregada por Morales et al. (2010), que analisou o ambiente sinótico local durante o desenvolvimento das tempestades na RMSP durante cinco verões, bem como se existia ou não ação dos aerossóis na formação das tempestades.

1.1 TEMPESTADES

Tempestades são nuvens com acentuado desenvolvimento vertical que apresentam atividade elétrica (raio ou relâmpago) durante o seu ciclo de vida. Sendo que as nuvens de tempestades que se formam ou se propagam sobre RMSP podem estar associadas a sistemas locais, de meso-escala ou de escala sinótica. Neste sentido as seções seguintes apresentam revisão de como as nuvens de tempestades se formam, como ocorre o processo de eletrificação, seguido dos sistemas meteorológicos atuantes na RMSP.

1.1.1 FORMAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DAS NUVENS

De uma forma simplificada, uma nuvem se origina a partir da elevação de uma parcela de ar, que ao se elevar na atmosfera se expande adiabaticamente devido a queda da pressão atmosférica e em decorrência deste efeito a parcela de ar resfria-se. A medida que a temperatura da parcela diminui com a ascensão a umidade relativa aumenta e pode atingir 100% de saturação, e quando isso ocorre o vapor d'água começa a condensar,

originando um aglomerado de gotículas de água em suspensão na atmosfera.

Uma parcela de ar pode se elevar na atmosfera por diferentes processos, os principais são: (a) levantamento da parcela de ar por convecção (devido ao aquecimento do ar próximo à superfície), (b) por efeito orográfico (onde a parcela de ar é forçada a se elevar devido à topografia), (c) por convergência de massas de ar, (d) além dos efeitos dinâmicos devido ao deslocamento de sistemas frontais, (Figura 1).

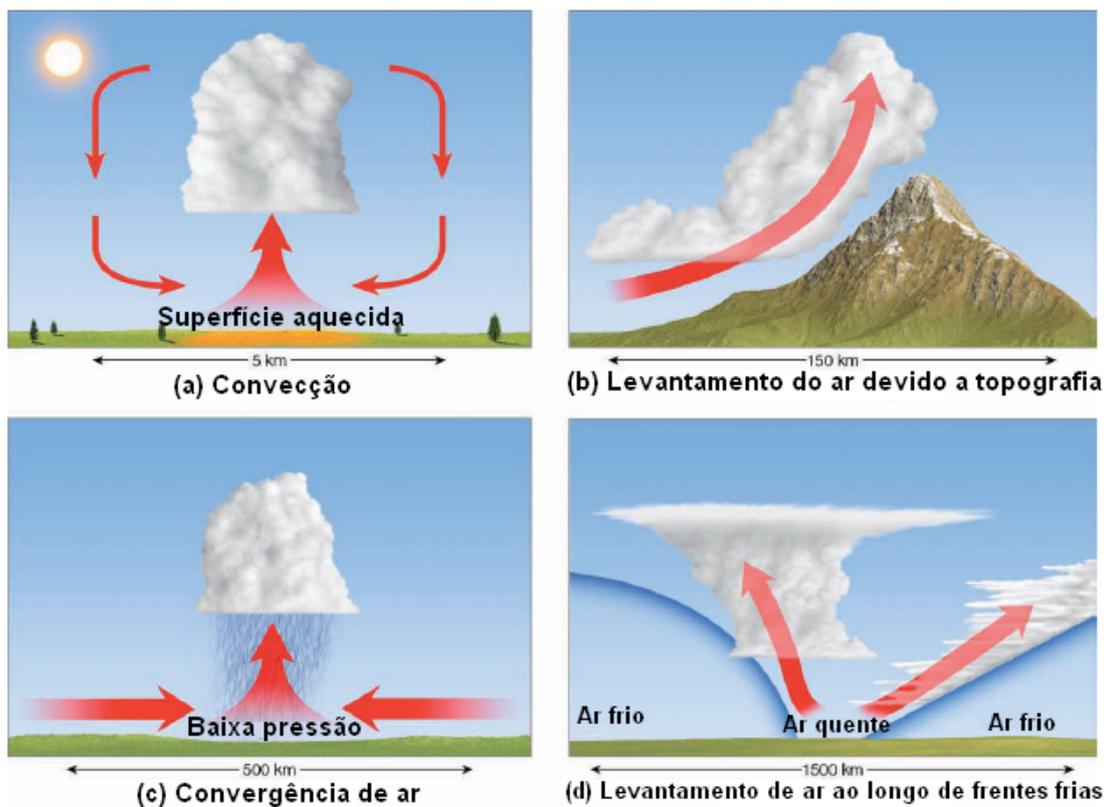


Figura 1: Diferentes processos de formação de nuvens, como (a) convecção, (b) orografia, (c) convergência e (d) sistemas frontais. (Adaptado de Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens)

Enquanto a parcela de ar não estiver 100% saturada, independente do processo de levantamento, não há troca de calor com o ambiente e tampouco mudança de fase. Com a expansão a parcela se resfria adiabaticamente atingindo 100% de saturação. Neste nível a parcela de ar pode começar a condensar e define-se este nível como Nível de Condensação por Levantamento (NCL). A condensação do vapor d'água ocorre sobre os

CCN, que são aerossóis higroscópicos e tem tamanhos que variam de algumas dezenas de nanômetros a micrômetros. A partir deste momento, trocas de fase são possíveis e ocorre liberação de calor latente que é proporcional à quantidade de material condensado. No entanto, em um processo adiabático ($-9,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$) a parcela não tem sua temperatura diminuída na mesma razão que um processo adiabático saturado (-5 à $-7^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Logo, a parcela ganha um empuxo adicional devido ao calor ganho durante a condensação.

Enquanto existir empuxo, ou seja, a temperatura da parcela for maior que a do ambiente, a nuvem continua se desenvolvendo verticalmente, as gotículas de nuvem crescem por condensação e após atingirem raios superiores a $20\mu\text{m}$ a probabilidade de colisões aumenta. Logo, o processo de colisão seguido por coalescência é ativado e as gotículas de nuvem chegam a tamanhos de gotas de chuva (mm) em aproximadamente 20-30 minutos. Este processo é dominante na formação de gotas de chuva em nuvens quentes (nuvens que se desenvolvem à temperaturas maiores que 0°C).

Quando existir vapor d'água disponível na parcela de ar e esta ainda for mais quente que o ambiente, ela pode ultrapassar a isoterma de 0°C e o vapor d'água irá sublimar sobre os núcleos de gelo e formar cristais de gelo. Por outro lado, na parcela existem gotículas de água que se formaram durante a fase quente da nuvem, logo a pressão de vapor da parcela é maior que a pressão de vapor de saturação da água e do gelo. A pressão de vapor de saturação do gelo é muito menor que a da água, implicando em uma parcela de ar saturada em relação à água, porém está supersaturada em relação ao gelo, tornando um ambiente propício para o crescimento dos cristais de gelo. Neste processo as gotículas de água começam a se congelar e são denominadas gotículas de água super-resfriadas, e o vapor disponível é utilizado na sublimação. A medida que ocorre sublimação, o vapor d'água é removido e a pressão de vapor d'água da parcela também diminui. Quando a pressão de vapor fica abaixo da pressão de vapor de saturação da água, as gotículas de água que não congelaram começam a evaporar para suprir vapor d'água para os cristais de gelo crescerem. Caso a parcela de ar ultrapasse a isoterma de -40°C somente cristais de gelo serão observados, uma vez que a água se congela espontaneamente neste ponto (Figura 2). Quando os processos de formação de gelo levam a formação de precipitação e são predominantes na nuvem, a nuvem é dita como nuvem fria.

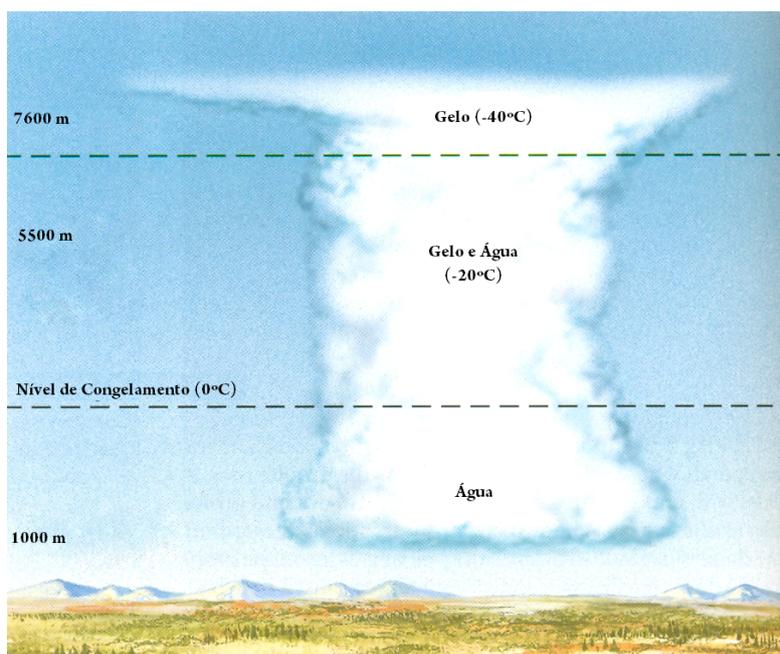


Figura 2: Modelo de uma nuvem de tempestade, ilustrando a possível localização de água líquida e sólida em níveis de altura e temperatura. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens)

As nuvens de tempestade são nuvens que tem a fase fria bem estabelecida e em geral se originaram da evolução de nuvens quentes. A partir do estabelecimento da fase fria, os processos de formação de gelo passam a ser dominantes e as descargas atmosféricas podem ocorrer, uma vez que os centros de carga começam a se desenvolver a partir do aparecimento das partículas de gelo (TAKAHASHI, 1978) e também de íons na atmosfera.

Dentre os processos de formação de gelo, ocorre a deposição do vapor d'água sobre núcleos de gelo formando cristais de gelo, congelamento das gotículas de água que formam o graupel e a colisão entre estes hidrometeoros. Por exemplo, no processo de *agregação* ocorre a colisão entre cristais de gelo que produzem os flocos de neve, enquanto que na *acreção* ocorre colisão de cristais de gelo com gotículas de água super-resfriadas que se congelam na superfície do gelo formando o granizo.

O processo de desenvolvimento vertical em uma tempestade ocorrerá até que a temperatura da parcela de ar dentro da nuvem se iguale ao ar ambiente, atingindo o nível de equilíbrio. Quando isso ocorrer, a nuvem atinge o seu estágio de maturação, e a massa

de ar levantada começa a partir daí, a se expandir lateralmente formando a bigorna.

Em geral as tempestades se originam de nuvens do tipo cumulus, que se formam ainda na baixa troposfera e sob condições de atmosfera instável. No início de sua formação é chamada de humilis, posteriormente evolui para mediocris seguido de congestus. A cumulus congestus continua se desenvolvendo verticalmente até se tornar uma nuvem Cumulonimbus (Cb) que é uma nuvem com grande desenvolvimento vertical, denominada tempestade (Figura 3).



Figura 3: Nuvens baixas, como cumulus (precursora das nuvens de tempestades), stratus e stratocumulos. Nuvens médias, como Altopumulus e Altostratus. Nuvens altas como Cirrus, Cirrostratus e Cirrocumulus. Cumulonimbus (Cb) corresponde a uma nuvem com grande desenvolvimento vertical, associada a nuvens de tempestades. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens).

Uma das consequências em uma nuvem de tempestade são as descargas elétricas que vem na forma de relâmpagos. Os relâmpagos podem ocorrer da nuvem para a superfície da Terra (Nuvem-Terra), da superfície da Terra para a nuvem (Terra-Nuvem), entre nuvens (Nuvem-Nuvem), dentro de uma mesma nuvem (Intra-Nuvem) e da nuvem para a atmosfera (Nuvem-Atmosfera), conforme ilustração na Figura 4. Relâmpago por sua

vez, é o processo completo de neutralização dos centros de cargas através das descargas elétricas, ou seja raios. Se o centro de carga original que deu início à descarga elétrica não for neutralizado enquanto conectado a um outro centro de carga, descargas elétricas subsequentes irão ocorrer até atingir a neutralidade. Em geral, um relâmpago tem de 2-3 raios associados no processo de descarga elétrica.

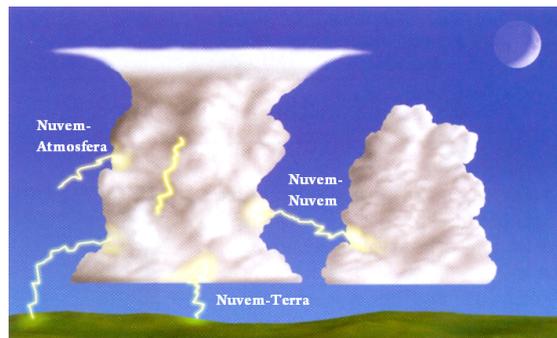


Figura 4: Ilustração da descarga elétrica Nuvem-Terra, Nuvem-Nuvem e Nuvem-Atmosfera. (Fonte: Eight Edition - Meteorology Today - An introduction to Weather, Climate, and the Environment - C.Donald Ahrens)

1.1.2 TEORIA DA ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS

A ocorrência das descargas elétricas está diretamente relacionada à magnitude do centro de carga estabelecido dentro das nuvens de tempestades. Sabe-se que a medida que a nuvem se desenvolve e os hidrometeoros crescem, o campo elétrico dentro da nuvem aumenta a ponto de ser suficientemente alto para quebrar a rigidez dielétrica do ar.

Para entender como as nuvens se tornam eletrificadas, inicialmente é abordado sobre a teoria que abrange a visão macroscópica (I) e posteriormente sobre a visão microscópica (II). Do ponto de vista macroscópico utiliza-se duas hipóteses aceitas: a) precipitação; e b) convecção para explicar parcialmente os processos de eletrificação. Finalmente do ponto de vista microscópico, temos a formação dos hidrometeoros e as propriedades da água, que levam ao carregamento observado nas tempestades.

(I) Visão Macroscópica:

As hipóteses da precipitação e convecção ilustram como a atmosfera (campo elétrico, nuvens, terra, ionosfera e raios cósmicos) proporcionam o estabelecimento de centro de

cargas, a partir de um dipolo elétrico vertical, sendo um centro de carga positivo na parte superior da nuvem e um negativo na parte inferior da nuvem (MACGORMAN; RUST, 1998; WILLIAMS, 1988).

(a) Hipótese de Precipitação

Esta hipótese baseia-se nos estudos de Julius Elster e Hans F. Geitel em 1885 que observaram similaridades dos processos de eletrificação com hidrometeoros que precipitavam. Basicamente, como os hidrometeoros possuem tamanhos diferentes, caem com velocidades terminais diferentes, proporcionando colisões entre os diversos hidrometeoros, favorecendo troca de massa e carga.

Nesta hipótese além do efeito da gravidade, os hidrometeoros tem que estar polarizados de acordo com o campo elétrico na atmosfera. Como a molécula de água é um dielétrico (Figura 5a), temos que a distribuição de cargas nos hidrometeoros seguirá o seguinte padrão: os átomos negativos do Oxigênio ficam orientados para fora e os átomos positivos do Hidrogênio ficam orientados para dentro (Figura 5b). Logo quando um campo elétrico é aplicado sobre o hidrometeoro, os átomos aglutinam-se para cancelar esta força. Então de um ponto de vista geral, os vértices do oxigênio se alinham em resposta ao campo elétrico, e o hidrometeoro apresenta uma polarização (Figura 5c). Neste exemplo, o vértice negativo disposto na parte inferior da gota é defletido para o interior, deixando na parte externa inferior uma distribuição de cargas positiva.

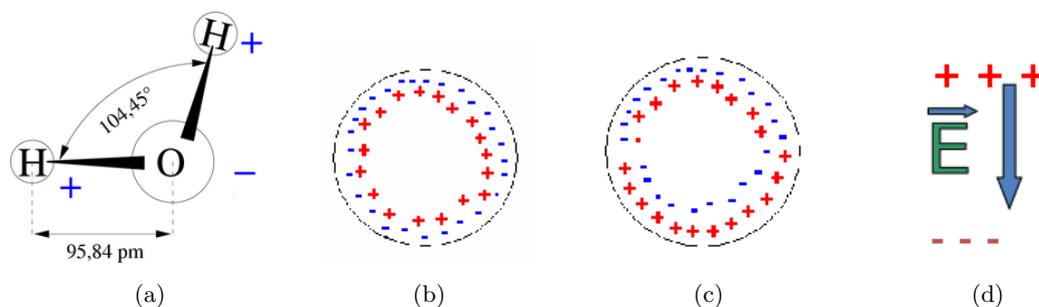


Figura 5: Modelo de uma molécula de água com o momento de dipolo permanente (5a). Distribuição de carga nos hidrometeoros, segundo disposição das moléculas de água (5b). Reorientação das cargas nos hidrometeoros, com a aplicação de um campo elétrico (5c). Orientação do campo elétrico da atmosfera (5d)

A partir desta conjuntura temos que, a medida que os hidrometeoros começam a colidir entre si, ocorre colisões com superfícies que tem sinais opostos. Assim a transferência

de cargas se dará a partir da colisão das partículas menores (mais leves) com as maiores (mais pesadas) que precipita mais rápido. Como o campo elétrico da atmosfera está orientado para a superfície da terra (Figura 5d), as partículas possuem cargas negativas na parte superior e positivas na inferior (Figura 5c).

Na colisão entre as partículas, ocorre uma transferência de cargas negativas para os hidrometeoros maiores que precipitam, e por conservação de carga, cargas positivas serão transferidas para as partículas menores ascendentes. Neste sentido a base da nuvem fica carregada com cargas negativas enquanto que a parte superior da nuvem ficará com cargas positivas e assim estabelecendo um dipolo positivo (MACGORMAN; RUST, 1998; WILLIAMS, 1988).

(b) Hipótese de Convecção

Por acreditar que o campo elétrico de bom tempo não era suficiente para polarizar os hidrometeoros dentro das nuvens, Bernard Vonnegut (Universidade de Nova York - 1953) e Gaston Grenet (Universidade de Paris - 1947), propuseram que havia necessidade de transporte de íons para dentro da nuvem e assim carregar os hidrometeoros. Para tanto, eles propuseram que as cargas tinham que ser transportadas pelos movimentos ascendentes, ou seja, por convecção. As cargas por sua vez eram provenientes de duas fontes externas: a superfície da terra que tem um fluxo de íons devido ao decaimento radioativo dos materiais; e da ionosfera que injetava íons positivos e negativos produzidos por ionização das moléculas de ar através de raios cósmicos.

Com a formação das termas, uma parcela de ar mais quente sobe e íons positivos próximos à superfície são inseridos dentro desta parcela. Os íons podem ficar na forma gasosa ou apegar-se aos CCNs ou às gotículas de água que se formam. Então a medida que a parcela sobe e satura, gotículas de nuvem se formam e começam a ficar carregadas positivamente e os íons positivos são transportados verticalmente. A medida que a nuvem se desenvolve verticalmente, os íons positivos criam um campo elétrico que começa a atrair os íons negativos gerados pela ionização das moléculas de ar. Logo os íons negativos são transportados lateralmente para dentro da nuvem, deslocando-se para a parte inferior da nuvem, e os positivos se dispõem na parte superior da nuvem, da mesma forma que no modelo de precipitação. Mas agora, existem cargas suficientes para gerar um campo elétrico que polariza os hidrometeoros e assim durante as colisões existe a

probabilidade da transferência de cargas (WILLIAMS, 1988).

No entanto, observações de campo elétrico dentro da nuvem (WILLIAMS, 1988), indicam que existe um tripólo, onde as cargas negativas estariam entre as isotermas de -10°C e -25°C , e as positivas entre temperaturas menores que -25°C (centro mais forte) e 0°C e -10°C (centro menos intenso). Esta configuração não podia ser explicada totalmente pelas hipóteses acima, mas somente se as características moleculares e formação dos hidrometeoros fossem levadas em consideração.

(II) Visão Microscópica:

Para entender como as nuvens se tornam eletrificadas sob o ponto de vista microscópico, faz-se necessário estudar a formação dos hidrometeoros além das propriedades da água.

A molécula de água é um dielétrico¹ e possui momento de dipolo permanente ($P = 6,18 \cdot 10^{-30} \text{cm}$), logo sob a ação de um campo elétrico externo as moléculas tendem a se alinhar. O alinhamento parcial das moléculas causa um excesso de cargas negativas na superfície de um lado e um excesso de cargas positivas no lado oposto ao longo da direção do campo elétrico. Então, quando isto ocorrer a molécula de água corresponde a um dielétrico polar.

A distribuição de elétrons implica em cargas positivas nos núcleos de Hidrogênio e cargas negativas no núcleo de O_2 . Sob a ação de um campo elétrico as moléculas se alinham e formam um dielétrico, pois a geometria molecular é angular e não linear. Isto implica em uma redução do campo elétrico interno do hidrometeoro e um aumento do campo elétrico fora dele.

1.1.3 CARREGAMENTO DOS HIDROMETEOROS

Vários processos são necessários para o surgimento de campo elétrico ($100\text{-}300\text{kV/m}$) responsável pelo aparecimento das descargas elétricas. No entanto, para o carregamento dos hidrometeoros pode ou não haver a existência de um campo elétrico para polarizar-los.

Mecanismo Indutivo:

¹Em um dielétrico, as cargas polarizadas se aglutinam.

No mecanismo indutivo, os hidrometeoros necessitam da presença de um campo elétrico para se polarizar. Basicamente, um hidrometeoro inicialmente neutro, quando submetido à ação de um campo elétrico, pode induzir cargas opostas em sua superfície, tornando-o polarizado (Figura 6).

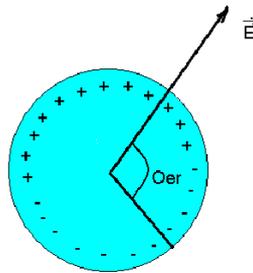


Figura 6: Mecanismo indutivo de carregamento de hidrometeoro para torna-lo polarizado.

Os hidrometeoros presentes nas nuvens têm diversos tamanhos e caem com velocidades diferente e podem colidir. Os hidrometeoros se chocam nas superfícies que tem sinais opostos, sendo que para ocorrer um carregamento eficiente não pode haver coalescencia, apenas acresção sem a separação.

Apesar de este mecanismo ser eficiente no processo de separação de cargas, ainda existe uma certa limitação no tempo necessário para a transferência de cargas no momento do contato entre os hidrometeoros, como também na dependência do ângulo de contato e magnitude de polarização pelo campo elétrico (WILLIAMS, 1988; MACGORMAN; RUST, 1998; MASON; MASON, 2003).

Mecanismo Não-Indutivo:

Este processo propõe que após a colisão, os hidrometeoros adquirem cargas devido às diferentes propriedades dielétricas da molécula de água na fase líquida e sólida. Para tanto, diversas medidas de laboratório indicaram que o carregamento dependia do conteúdo de água líquida (LWC), do tamanho das partículas de gelo colidindo, da velocidade de impacto e da temperatura aonde ocorriam as colisões. Por exemplo, Takahashi (1978) encontrou que a magnitude e a polaridade do graupel adquirida após a colisão de um cristal de gelo que rebatia, da temperatura e do LWC. Posteriormente,

Jayaratne et al. 1983 e Keith e Saunders, 1990, mostraram que o carregamento dependia também do tamanho dos cristais de gelo que colidiam com o graupel, da velocidade de impacto e do tipo de CCN.

Mecanismo Indutivo Partícula-Partícula:

Neste mecanismo o campo elétrico da atmosfera tem que ser suficiente para polarizar os hidrometeoros inicialmente. De uma forma simplificada, a medida que as gotas de chuva colidem com as gotículas de nuvem ocorre uma transferência de cargas. Assim, com a colisão a gota de chuva transfere cargas positivas para a gotícula de nuvem, a gota de chuva fica carregada negativamente. Este mecanismo requer que não ocorra a coalescência seguida da colisão e sim o rebatimento. Portanto dependendo do ângulo de colisão e das linhas de campo elétrico este mecanismo será mais ou menos eficiente. Além disso, o tempo de contato tem que ser longo o suficiente para que seja possível transferir cargas. Este processo pode ser entre gotas de chuva e gotículas de nuvem, gotas de chuva e cristais de gelo e entre dois cristais de gelo.

Mecanismo de Captura de Íons: A medida que os hidrometeoros polarizados precipitam em relação aos íons que se movem sob a influência do vento, correntes ascendentes/descendentes e do Campo Elétrico podem capturá-los ou repeli-los. Sendo que os íons de mesmo sinal que a parte inferior do hidrometeoro seriam repelidos, já os de sinal oposto seriam capturados.

Para que este mecanismo se torne eficiente, o movimento dos íons associados ao Campo Elétrico tem que ser menor que a velocidade de queda dos hidrometeoros. Por outro lado, caso a velocidade de deriva dos íons seja maior que a velocidade de queda dos hidrometeoros, os íons com a mesma polaridade de cargas da parte inferior do hidrometeoro podem ser capturados na parte superior do hidrometeoro. Dessa maneira íons positivos e negativos podem ser capturados. Simulações numéricas em condições de campo elétrico de bom tempo sugerem que o carregamento pode disponibilizar um campo elétrico da ordem de 10 kV/m.

Carregamento Durante Derretimento:

Durante o derretimento do gelo, CO₂ liberta-se devido à superfície molhada do gelo. Sobre a camada líquida há cargas de sinais negativos, implicando que as partículas de

gelo adquirem um excesso de cargas positivas (MACGORMAN; RUST, 1998).

Efeito Termo – Elétrico:

Este efeito sugere que a água possui moléculas que podem se dissociar em Cátions (H^+) e Ânions (OH^-), e como estes elementos possuem diferentes mobilidades, eles terão diferentes taxas de difusão ao longo de um gradiente térmico. Desta forma, a medida que os cristais de gelo se formam cria-se um gradiente de temperatura de fora para dentro. Assim a mobilidade do cátion é muito maior que a do ânion, e os íons H^+ difundem-se de maneira mais rápida para o gelo mais frio ocasionando uma resultante de cargas negativas na região mais quente (MACGORMAN; RUST, 1998).

Camada Elétrica Dupla:

Esta hipótese assume a existência de uma dupla camada elétrica entre as interfaces da água e o ar, gelo e ar ou gelo e água. Sugere portanto que bolhas de CO_2 podem estar dentro da gotícula de água ou cristais de gelo e quando estas emergem para a superfície e se quebram, gotículas escapam e carregam as cargas que estão nas camadas mais próximas da borda, ocasionando uma carga resultante maior com sinal oposto na parte inferior da camada. Pode ocorrer também que se uma partícula transfere mais carga na parte superior do que na parte inferior da outra partícula, pode ocorrer uma transferência de carga resultante para a camada de fronteira (MACGORMAN; RUST, 1998).

Camada Quase – Líquida:

Recentemente Baker e Dash (1994) sugeriram que a interface entre o gelo e ar é uma camada quase-líquida, mas que possui características típicas de gelo. Ele sugeriu que as partículas possuem uma camada elétrica dupla, mas com diferentes espessuras que pressupõem camadas quase-líquidas diferentes. Esta diferença de espessura da camada quase-líquida pode ter origem na forma como ocorreu o crescimento por deposição das partículas, assim após ocorrer a colisão e separação entre as partículas, aquelas com camadas mais espessas perdem massa para as partículas que possuem um crescimento mais lento, resultando cargas positivas para as partículas com crescimento mais rápido (MACGORMAN; RUST, 1998).

1.2 CLIMATOLOGIA DA RMSP

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), também conhecida popularmente como Grande São Paulo, está localizada à leste do Estado de São Paulo e à aproximadamente 65km do oceano Atlântico (Figura 7a). Sua localização geográfica central corresponde a latitude de 23,5°S e longitude de 46,6°O. Ao todo, a RMSP inclui 39 municípios que circundam a Capital Paulista (Figura 7b), em uma área total de 7.947,3 km² (IBGE 2010). Segundo o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), em 2010² havia cerca de 19.683.975 de habitantes na RMSP (2.476,8 habitantes/km²), que corresponde a cerca de 48% da população estadual e 10% da população brasileira.

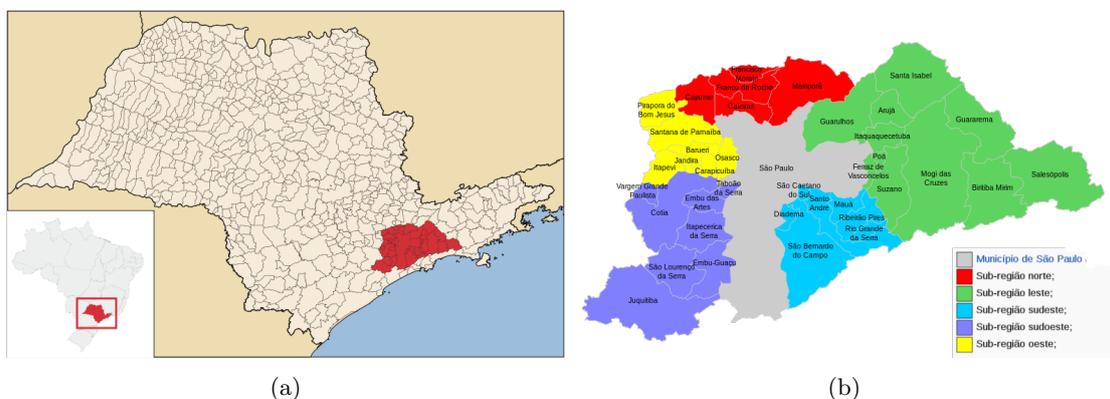


Figura 7: A RMSP destacada em vermelho à leste do Estado de São Paulo (a). Municípios que compõem e circundam a Capital Paulista (b). Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Região_Metropolitana_de_São_Paulo.

O clima das regiões próximas do trópico de capricórnio, incluindo a RMSP, mais precisamente entre os paralelos 23° e 35°, aproximadamente, é denominado subtropical. Assim, o clima da RMSP, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, pode ser definido como Cwa (C=clima temperado, w=chuva de verão, a=verão quente), ou até mesmo Cfa (C=clima temperado, f=clima úmido e chuva em todos os meses, a=verão quente), que nada mais é do que clima subtropical úmido (PEEL et al., 2007), conforme a classificação do clima da América do Sul representado na Figura 8.

²<http://www.ibge.gov.br/>

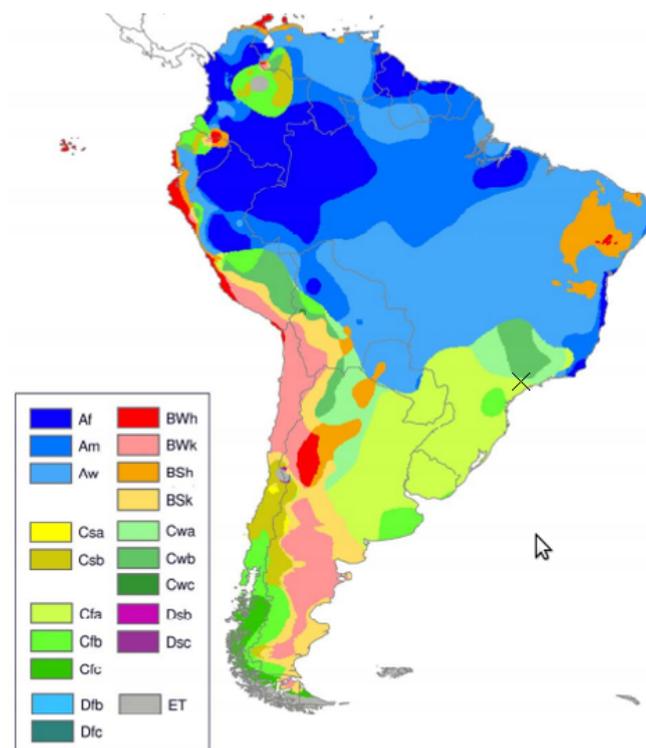


Figura 8: Classificação climática da América do Sul, segundo Köppen-Geiger, para o território da América do sul, incluindo a RMSP identificada com um X no mapa. Figura adaptada de Peel et al. (2007).

Por outro lado, podemos utilizar a última climatologia disponibilizada pela Estação Meteorológica (EM) IAG/USP, (EM-IAG/USP, 2011), que conta com mais de 79 anos de observações de forma ininterruptas para representar o clima da RMSP, como por exemplo, a temperatura do ar média mensal e precipitação média mensal (Figura 9).

Entre as características do clima na RMSP (Figura 9) pode-se destacar duas estações do ano bem definidas: uma estação seca (inverno, considerando o trimestre JJA, com precipitação acumulada de aproximadamente 130mm no período), e outra úmida (verão, considerando o trimestre DJF, com precipitação acumulada de aproximadamente 620mm no período). Além da precipitação, a temperatura média também é outro fator que caracteriza o clima na RMSP. Na estação úmida, além do maior volume de chuva, a temperatura média também é maior em relação à estação seca. No trimestre DJF a temperatura média mensal é de aproximadamente 22°C, enquanto que no trimestre JJA a temperatura média mensal é de aproximadamente 16,5°C.

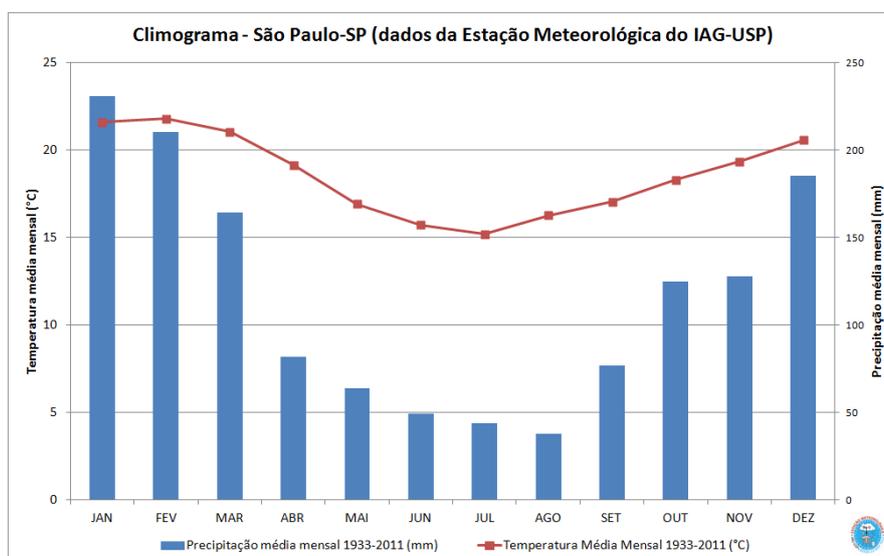


Figura 9: Climatologia da RMSP, através da temperatura média mensal (linha vermelha) e precipitação média mensal (barra azul). Fonte: Boletim Climatológico Anual 2011 da EM-IAG/USP

Além desta informação, a Figura 10 apresenta o número de dias mensal com observação de tempestades (trovões, relâmpagos e raios) na EM-IAG/USP e novamente a precipitação média mensal. Observa-se que as tempestades ocorrem preferencialmente no trimestre DJF, período que também é observada a maior precipitação. Em relação à média climatológica, só no trimestre DJF temos pouco mais de 50% dos dias com trovoadas e acima do 40% do volume anual de precipitação (Tabela 1). Ao incluir os meses de novembro e março no trimestre DJF, temos 72% dos dias CT e 65% do volume total de chuva em relação ao ano todo. Durante os meses de maio até setembro decresce o número de dias CT, e também decresce a precipitação média (Figura 10 e Tabela 1). Estes resultados indicam que as trovoadas estão associadas ao período mais quente do ano e são responsáveis por grande parte do volume de chuva na RMSP.

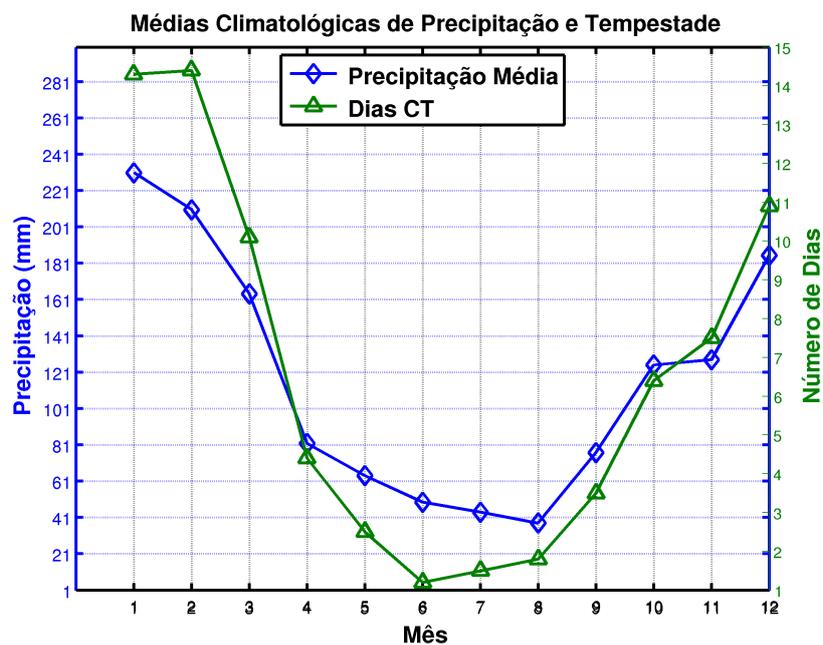


Figura 10: Precipitação média mensal (linha azul) e número de dias médio mensal de trovoadas entre o período de 1950 a 2011.

Tabela 1: Média da climatologia de precipitação mensal e o número de dias mensal de trovoadas. Fonte: Boletim Climatológico 2011 da EM-IAG/USP.

Estação do ano	Meses	Precipitação (1963-2011)	Trovoadas (1958-2011)
Verão	Dezembro	185,3	10,9
	Janeiro	230,9	14,3
	Fevereiro	210,5	14,4
Outono	Março	164,1	10,1
	Abril	81,8	4,4
	Maiο	64,0	2,5
Inverno	Junho	49,5	1,2
	Julho	44,0	1,5
	Agosto	37,9	1,8
Primavera	Setembro	76,7	3,5
	Outubro	125,0	6,4
	Novembro	127,9	7,5

1.3 SISTEMAS ATUANTES NA RMSP

Como apresentado em seções anteriores, a RMSP está localizada no Sudeste brasileiro e possui duas estações do ano bem definidas, uma úmida no verão e outra seca no inverno. No verão, o sistema de monções da América do Sul influencia no regime de precipitação, fazendo com que esta estação do ano seja uma estação úmida (VERA et al., 2006). Já no período seco (inverno), o posicionamento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) mais à oeste reduz a precipitação (REBOITA et al., 2010).

A localização da RMSP dentro da América do Sul, e também suas características físicas, proporcionam a atuação dos mais diversos tipos de sistemas meteorológicos que favorecem a formação e/ou desenvolvimento de tempestades. Entre os vários sistemas meteorológicos que atuam estão as linhas de instabilidades, sistemas frontais, sistemas convectivos locais, brisa marítima, zona de convergência do Atlântico Sul (REBOITA et al., 2010), (OLIVEIRA; DIAS, 1982), sendo que somente os sistemas frontais e brisa marítima são abordados a seguir.

1.3.1 SISTEMAS FRONTAIS

Um sistema frontal se origina no encontro de massas de ar com propriedades distintas (basicamente, uma quente e outra fria). Um sistema frontal é composto por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão em superfície (Figura 11).

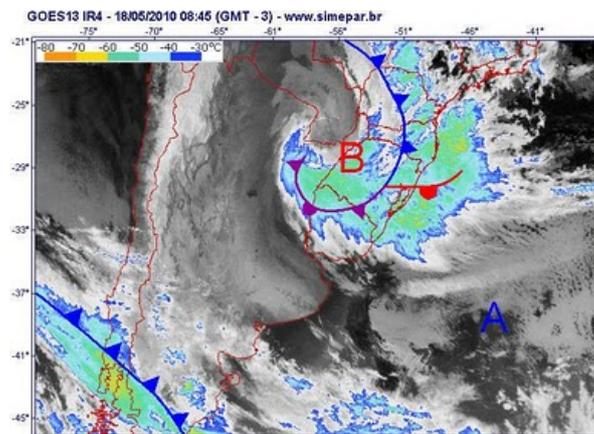


Figura 11: Sistema frontal clássico, composto por um centro de baixa pressão, uma frente fria e uma frente quente. Fonte: Instituto Tecnológico Simepar.

Como estas massas de ar possuem temperaturas diferentes, suas densidades também são diferentes, fazendo com que o ar quente na região de fronteira (entre as massas de ar) se levante. A frente fria (Figura 12a), se forma quando uma massa de ar frio avança sobre região de ar quente, enquanto que a frente quente corresponde a parte dianteira de uma massa de ar quente em movimento, e como o ar frio é mais denso, o ar quente tende a se elevar sobre a massa de ar frio (Figura 12b).

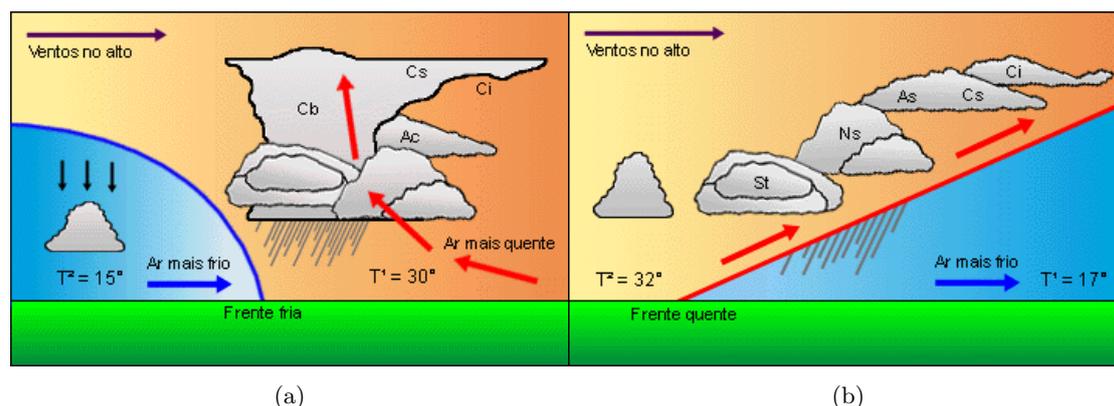


Figura 12: Ilustração de uma frente fria (subfig:frentefria) e de uma frente quente (subfig:frentequente).
 Fonte: <http://www.dammous.com/tempo/>

As frentes frias chegam à RMSF preferencialmente no sentido de sudoeste-nordeste. Antes mesmo da chegada de um sistema frontal, sua aproximação já pode induzir a formação de nuvens. Estas nuvens são chamadas de sistemas pré-frontais. Em consequência do deslocamento da massa de ar, nuvens são formadas em vários pontos isolados ou até mesmo em forma de linha (banda de nebulosidade em linha), chamada de linha de instabilidade pré-frontal.

1.3.2 BRISA MARÍTIMA

Brisa marítima é uma circulação que sopra do oceano para o continente. Esta circulação acontece devido ao aquecimento diferenciado entre a superfície do oceano adjacente e da terra, que ocorre predominantemente durante o dia. A temperatura da terra se eleva mais rapidamente do que a da água, devido ao calor específico da água ser maior que o da terra, ou seja, é necessário maior quantidade de calor (energia) para elevar de 1°C a temperatura de 1g de água, do que elevar de 1°C a temperatura de 1g de terra.

O calor recebido pela superfície da terra é transferido para as camadas de ar próximas à superfície da terra, deixando-a menos densa provocando a ascensão da parcela de ar. À medida que a parcela se desloca, o ar mais frio presente na superfície do oceano, se desloca e ocupa o espaço do ar que ascendeu. Surge assim uma circulação do mar para a praia, chamada de brisa marítima. Já no período da noite, a circulação se inverte, devido aos diferentes valores de calor específico. A terra esfria-se mais rapidamente, enquanto que a água resfria-se mais lentamente. O ar mais quente está sobre a superfície do oceano, provocando o movimento ascendente, obrigando o ar mais frio a ocupar este espaço, produzindo a brisa da terra para o mar, chamada de brisa terrestre (Figura 13).



Figura 13: Brisa marítima (a) e brisa terrestre (b). Circulação do vento com regiões de ascensão e subsidência do ar. (Fonte: <http://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/otempo/previsao.numerica/index.html?page=aladin.brisa.mar.xml>)

A ascensão ocorre, quando a parcela de ar na superfície fica mais quente do que à do ambiente, acarretando na diminuição da densidade da parcela, favorecendo o desenvolvimento de correntes convectivas ascendentes, promovendo baixa pressão em superfície, e com condição para formação de nuvens convectivas.

Na RMSP, a brisa chega após sofrer levantamento orográfico devido à serra do mar. Com aumento da umidade em uma atmosfera aquecida, formam-se as áreas de instabilidade favorecendo a formação de nuvens de chuva. Além disso, quando a brisa interage com outros sistemas podendo favorecer o desenvolvimento vertical da nuvem, e por consequência a nuvem evolui para uma tempestade (MORALES et al., 2010), PEREIRA (FILHO et al., 2002).

1.4 AEROSSÓIS

Aerossóis são partículas imersas em um gás e podem estar na forma líquida ou sólida (STEINFELD; PANDIS, 1998), e podem ser de origem natural ou antrópica, com emissão direta (primária) ou indireta (aerossóis secundários). Vários são os processos naturais que geram o aerossol, como por exemplo, os ventos no solo gerando poeira, no mar produzindo spray marinho, biogênica incluindo a vegetação, além de queimadas e vulcões. Os processos mecânicos originam aerossol primário (emissão direta) e os aerossóis secundários (emissão indireta) são produto da conversão de gases em partículas, podendo ser originados da condensação de precursores gasosos (como dióxido de enxofre, compostos orgânicos voláteis) sob condições ambientais específicas (ANDRADE, 1993). Além disso, os processos físico-químicos que ocorrem na atmosfera interferem também na composição e tamanho do aerossol.

A dimensão do aerossol atmosférico abrange um largo espectro de tamanho, varia desde alguns nanômetros até centenas de micrômetros (Figura 14). As modas são distintas uma das outras, devido à sua origem, e também sofrem processos diferentes na atmosfera, além de serem removidas de maneiras distintas. Geralmente o aerossol atmosférico é dividido em dois grupos que define uma faixa de tamanho: a moda fina (partículas menores do que $\approx 2\mu\text{m}$) e a moda grossa (partículas maiores do que $\approx 2\mu\text{m}$). A moda fina pode ser subdividida em partículas com diâmetros menores que $0,01\mu\text{m}$ (moda de nucleação), entre $0,01\mu\text{m}$ e $0,08\mu\text{m}$ (moda de Aitken) e entre $0,08\mu\text{m}$ e $\approx 2\mu\text{m}$ (moda de acumulação), conforme Figura 14.

O aerossol urbano é uma mistura de partículas de emissões primárias provindas de indústrias, transportes, fontes naturais, entre outros, e secundárias formadas a partir dos mecanismos de conversão gás-partícula. Na Figura 14 ilustra os principais mecanismos de formação de partículas e a distribuição de tamanhos observados.

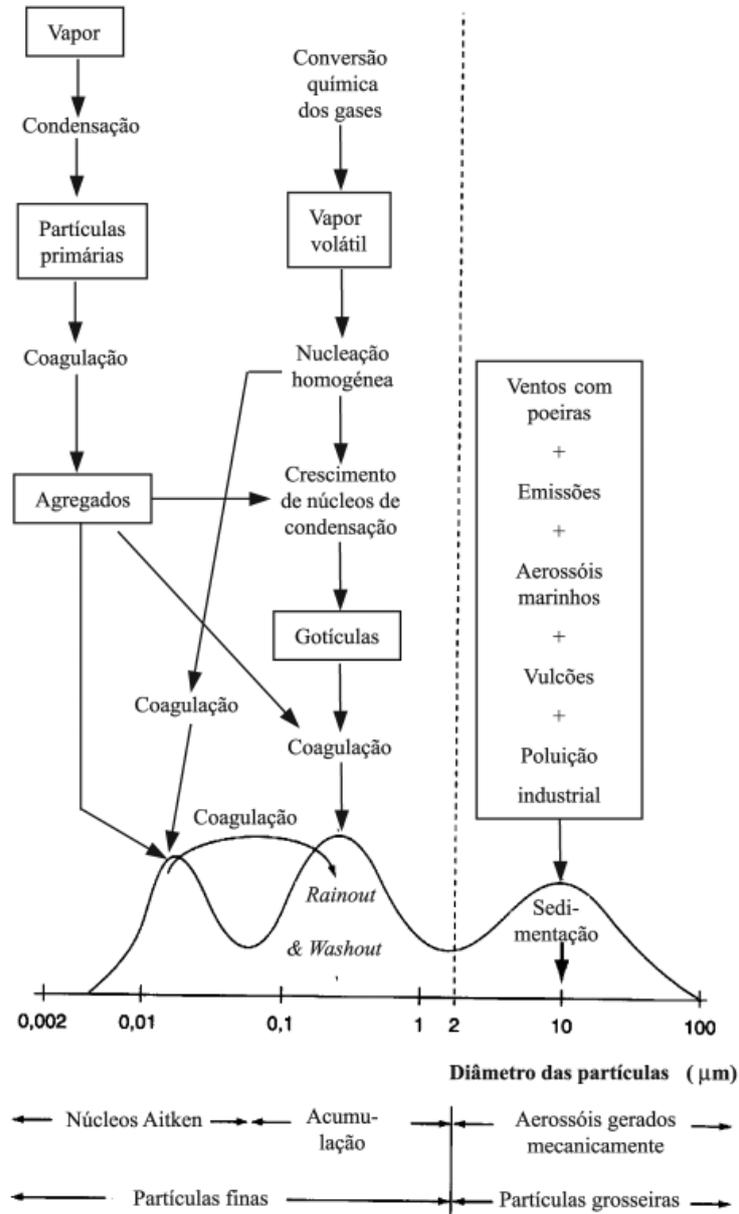


Figura 14: Distribuição de tamanho do aerossol atmosférico. Apresenta os principais processos físico-químicos envolvidos na formação e remoção de aerossóis na atmosfera. Fonte: Adaptado de Steinfeld e Pandis (1998).

O aerossol pertencente à moda grossa (geralmente produzidas por processos mecânicos) é caracterizado por baixas concentrações. Estas partículas primárias, em cuja composição química predominam os compostos inorgânicos (como poeira e sal marinho), devido ao seu tamanho, são rapidamente retiradas da atmosfera pelos processos de sedimentação

e também pela formação de nuvens e precipitação, que em geral podem estar associadas aos CCNs por serem partículas higroscópicas.

A remoção de aerossol da atmosfera pode ocorrer de forma seca ou úmida (STEINFELD; PANDIS, 1998). A deposição seca pode ocorrer por sedimentação, processo eficiente para partículas da moda grossa. A deposição úmida pode ocorrer por incorporação de aerossol junto nas gotas de nuvens, nevoeiros ou até mesmo por precipitação, processo eficiente para remoção de aerossóis da moda de acumulação.

2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é caracterizar a atmosfera durante os eventos de tempestades na RMSP, no decorrer das quatro estações do ano. Além disso, pretende-se caracterizar a concentração e distribuição de tamanho de aerossóis atmosféricos durante os dias com e sem tempestades, para as quatro estações do ano, afim de verificar se existe alguma evidência sobre o impacto de aerossóis na formação de tempestade.

3 DADOS E METODOLOGIA

Para caracterizar os ambientes associados à presença de tempestades na RMSP, utilizou-se a metodologia introduzida por Morales et al. (2010), porém expandindo para as outras estações do ano. Nesta metodologia a caracterização é feita a partir da análise do ciclo diurno médio das variáveis meteorológicas de superfície, do campo médio sinótico de temperatura do ar e escoamento do vento, perfil vertical, além da concentração e distribuição de tamanho médio de aerossóis durante os dias com e sem tempestade.

Para identificar os dias com tempestades (dias CT) e sem tempestades (dias ST), foram utilizadas as observações que inclui detecção visual para raios ou auditivas para trovões, observações registradas pelos observadores da Estação Meteorológica do IAG/ USP (EM-IAG/USP).

Neste estudo se utiliza 9 anos de dados, que compreendem o período de janeiro de 2001 a dezembro de 2009. As estações do ano são separadas por trimestres, definidas como: a) Verão: Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); b) Outono: Março, Abril e Maio (MAM); c) Inverno: Junho, Julho e Agosto (JJA); d) Primavera: Setembro, Outubro e Novembro (SON).

Para cada estação do ano os dados são separados os dias CT e os dias ST. Na Tabela 2 são apresentados o número de dias de observação e a respectiva fração de dias CT e ST para cada estação do ano. Dos 3287 dias utilizados, 580 dias correspondem à dias CT e 2707 dias correspondem à dias ST, onde os dias CT representam quase 18% do conjunto de dias computados no período de 2001 até 2009. Além disso, observa-se que o verão apresenta o período de maior ocorrência de tempestades com 47%, seguido pelo outono com 25%, seguido pela primavera com 22%, e por último o inverno apresentando apenas 6% de todos os dias CT.

Tabela 2: Número total de dias, número de dias CT e dias ST, para cada estação do ano.

Estação do ano	Nº de dias	Nº de dias CT	Nº de dias ST
DJF	812	273	539
MAM	828	144	684
JJA	828	36	792
SON	819	127	692
Total:	3287	580 (18%)	2707 (82%)

Nas seções subsequentes são apresentados detalhes sobre a extração dos dados e de que forma os dados são empregados nas análises.

3.1 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS LOCAIS

Para analisar as condições meteorológicas locais observadas nos dias CT e ST, foram utilizadas as observações meteorológicas da EM-IAG/USP, que está localizada na cidade de São Paulo, nas coordenadas de 23,39° S e 46,37° W, a aproximadamente 60km do oceano Atlântico Sul (leste do Estado). A EM-IAG/USP possui dados desde 1932 e opera diariamente de forma ininterrupta entre as 7h00 e 24h00 com observações a cada hora. Vale ressaltar que a EM-IAG/USP não adota o horário de verão.

As condições meteorológicas locais foram analisadas através das medidas de: **(a)** pressão Atmosférica reduzida ao nível do mar (P_{NM}); **(b)** temperatura do ar (T) e temperatura do Bulbo Úmido (T_{ω}); **(c)** intensidade e direção do vento a 10 metros de altura; **(d)** além da razão de mistura (ω)³ calculada.

(a) Pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (P_{NM})

A medidas de pressão atmosférica utilizadas são de um barômetro de mercúrio de cuba fixa que está instalado na EM-IAG/USP a uma altitude de 799,2 metros. Para fins de comparação com outros locais, a pressão atmosférica é reduzida à temperatura de 0°C conforme Equação 3.1 (WMO, 1996).

$$P_o = P_b (1 - 0,000163.T_b) [mmHg] \quad (3.1)$$

³Segundo o Relatório técnico de 2010 disponibilizado em http://www.estacao.iag.usp.br/Relatorios/relat_2010.1.pdf

onde, P_b corresponde a pressão medida diretamente no barômetro e T_b corresponde a temperatura do ar medida no barômetro.

(b) Temperatura do ar (T_{ar}) e Temperatura do bulbo úmido (T_w)

Um psicrômetro Fuess de aspiração Assmann com motor elétrico é utilizado nas observações horárias de temperatura do ar e do bulbo úmido.

(c) Intensidade e Direção do vento

As medidas de intensidade e direção do vento foram obtidas com um anemógrafo instalado na torre da EM/IAG-USP. A direção do vento representa a direção predominante no intervalo de uma hora. A intensidade do vento é deduzida a partir do deslocamento de uma parcela de ar que passa pelo instrumento e representa a velocidade média do vento em um intervalo de uma hora. Posteriormente, o vento é decomposto na componentes zonal (Equação 3.2) e meridional (Equação 3.3) (HOLTON; HAKIM, 2012).

$$u = -|V|sen\theta \quad (3.2)$$

$$v = -|V|cos\theta \quad (3.3)$$

com V correspondendo a intensidade do vento (km/h) e θ a direção do vento (graus).

A magnitude do vento ($|V|$) é obtida conforme Equação 3.4.

$$|V| = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.4)$$

(d) Razão de mistura (ω)

A razão de mistura pode ser expressa em termos da pressão de vapor e pressão atmosférica (Equação 3.5) (WMO, 1996).

$$\omega = \epsilon \frac{e}{p - e} \quad (3.5)$$

sendo e =pressão de vapor, p =pressão atmosférica e ϵ é a razão entre a m_v/m_d , onde m_v corresponde a massa de vapor de água (usualmente em gramas) e m_d corresponde a massa de ar seco (usualmente em quilogramas).

Entretanto para calcularmos a pressão de vapor faz-se necessário a temperatura do ponto de orvalho. Como o psicrometro mede T_w , fazemos a seguinte correção para calcular a pressão de vapor, Equação 3.6.

$$e = e_w - 0,000653 (1 + 0,000944.T_w) p (T_{ar} - T_w) \quad (3.6)$$

sendo T_w =temperatura do bulbo úmido e e_w =pressão de vapor correspondente.

Para obter a pressão de vapor de T_w (e_w), utilizou-se a Equação 3.7.

$$e_w = 6,112. \exp \left[\frac{17,62T_w}{T_w - 243,12} \right] [hPa] \quad (3.7)$$

(e) Dias com e sem tempestades

Para identificar os dias com tempestades foram utilizados os registros de fenômenos diversos que os observadores realizam diariamente. Os registros são realizados através de observação de ocorrência de raios, relâmpagos ou trovões, caracterizando dia CT. Na ausência de observações destes fenômenos, definiu-se dias ST.

Finalmente para caracterizar o comportamento médio das variáveis meteorológicas horárias nos dias CT e ST, foram calculadas as médias horárias de cada uma das variáveis, tanto para os dias CT e ST e para cada estação do ano.

3.2 CONDIÇÕES SINÓTICAS

Para entender as condições meteorológicas locais associadas aos dias CT e ST na RMS, foram feitas análises sinóticas dos campo médios de T e vento nos níveis de pressão de 850 hPa e 200 hPa das 12 UTC, a partir de dados de reanálises II do NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy) (KANAMITSU et al., 2002).

O nível de 850 hPa ($\sim 1500m$) é utilizado para representar a baixa troposfera, enquanto que 200 hPa a alta troposfera. Espera-se portanto ter uma maior representatividade sobre os processos de convecção que se iniciam acima da superfície e podem se estender até próximo da tropopausa.

Uma vez determinados os dias CT e ST, calculam-se os campo médios de temperatura e escoamento para cada estação do ano. Posteriormente, para avaliar o predomínio das

condições atmosféricas atuantes, optou-se por calcular as diferenças entre os campos atmosféricos para os dias CT e ST, nos níveis de 850 hPa e 200 hPa e para todas as estações do ano (MORALES et al., 2010).

Adicionalmente calculou-se os campos de divergência e vorticidade relativa afim de investigar se há convergência ou divergência de massa e rotação ciclônica ou anti-ciclônica. Estas circulações por sua vez estão associadas aos movimentos ascendentes e descendentes na atmosfera.

A divergência horizontal do vento nos níveis de 850 e 200hPa foi calculada a partir da Equação 3.8.

$$\nabla \bullet \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.8)$$

Já a vorticidade relativa que é uma medida da rotação de uma certa parcela de ar foi calculada a partir da Equação 3.9.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.9)$$

3.3 SONDAGEM ATMOSFÉRICA

Para caracterizar a estrutura vertical da atmosfera na RMSP, foram utilizados dados de radiossondagem do Aeroporto Campo de Marte, disponíveis no portal <http://weather.wyo.edu/upperair/sounding.html> mantido pela *Wyoming University*.

As radiossondas utilizadas foram referentes à 12h00 UTC (9h00 horário local) desde janeiro de 2001 até dezembro de 2009, correspondendo a um total de 2897 dias dos quais 518 são dias CT e 2379 são dias ST. Foram feitas médias sazonais em função do nível de pressão atmosférica, desde a superfície até altos níveis, do perfil vertical de temperatura do ar, da direção e intensidade do vento, da temperatura potencial equivalente e razão de mistura.

A partir da média sazonal da temperatura potencial equivalente foram analisados os níveis de estabilidade convectiva, uma vez que a temperatura potencial equivalente pode ser definida como a temperatura potencial que uma parcela teria se todo o seu vapor d'água condensasse e precipitasse, e todo o calor latente liberado no processo

fosse utilizado para aquecer a parcela.

A temperatura potencial equivalente é obtida através da Equação 3.10.

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L_v r_c}{C_p T}\right) \quad (3.10)$$

onde L_v é o calor latente de vaporização, r_c é a razão de mistura de saturação, C_p é o calor específico à pressão constante e θ a temperatura potencial que é definida como a temperatura assumida pelo sistema quando comprimido ou expandido adiabaticamente para uma pressão de referência de 1000mb (ou hPa), que pode ser obtida através da Equação 3.11.

$$\theta = T \left(\frac{p_o}{p}\right)^{\left(\frac{R}{C_p}\right)} \quad (3.11)$$

onde $p_o=1000\text{hPa}$ corresponde à pressão ao nível de referência e $\frac{R}{C_p} = 0,28$ (R =constante dos gases e C_p =calor específico).

Se a temperatura potencial equivalente diminuir com a altura, existe propensão para instabilidades convectivas, ou seja, para um brusco decréscimo de umidade com a altura (podendo indicar camadas secas sobre camadas úmidas) na presença de levantamento forçado, a chance de ocorrer tempestades severas é grande.

A estabilidade convectiva foi analisada através da variação da temperatura potencial equivalente em função da altura, conforme condição abaixo.

$$\frac{\partial\theta_e}{\partial z} > 0 \rightsquigarrow \text{convectivamente estável}$$

$$\frac{\partial\theta_e}{\partial z} = 0 \rightsquigarrow \text{convectivamente neutro}$$

$$\frac{\partial\theta_e}{\partial z} < 0 \rightsquigarrow \text{convectivamente instável}$$

3.4 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

Para caracterizar os aerossóis atmosféricos em dias CT e ST na RMS, foram utilizados dados de profundidade óptica do aerossol (AOD, do inglês *Aerosol Optical Depth*) e de distribuição de tamanho de aerossóis inferidas através do radiômetro da AERONET. O período utilizado foi de janeiro de 2001 até dezembro de 2009, computando um total de 22554 dados (mais de um dado por dia), entre estes dados, 2254 foram em dias CT e 20300 dias ST (Tabela 3).

Tabela 3: Medias da AERONET de AOD.

Estação do ano	dias CT	dias ST
Verão	270	9258
Outono	763	1752
Inverno	633	5698
Primavera	588	3592

3.4.1 AERONET

A rede mundial de monitoramento de aerossóis AERONET (*Aerosol RObotic NETwork*) coordenada pela *National Aeronautic Spacial Agency* (NASA), em cooperação com diversas instituições internacionais de pesquisa, opera desde 1993 e utiliza radiômetros espectrais solares e automáticos de superfície (Figura 15), fabricados pela empresa francesa *Cimel Eletronique*. Esta rede tem por objeto melhorar a caracterização de propriedades ópticas de aerossóis (HOLBEN et al., 1998) além de produzir uma climatologia (HOLBEN et al., 2001). A rede AERONET tem mais de 600 pontos de observação espalhados pelo mundo, e um deles, cujo modelo CE318A, está localizado em 23°33'S e 46°44'W no Instituto de Física da Universidade de São Paulo⁴ (IFUSP), de onde são obtidas as propriedades ópticas dos aerossóis para este trabalho. Esta instrumento está operacional desde o ano 2000. A rede AERONET adota um rigoroso protocolo de calibração e manutenção dos radiômetros, onde os instrumentos são calibrados regularmente em centro especializado onde são reavaliados diante de instrumentos de referência (HOLBEN et al., 1998).

⁴<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>



Figura 15: Radiômetro CIMEL instalado no Instituto de Física da USP, em 23°33'S e 46°44'W. Fonte: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Sao_Paulo.html

O radiômetro opera somente sob condição de céu claro (pois um sensor de umidade ao detectar precipitação, faz com que o instrumento se recolha de modo a proteger o sistema óptico). O sistema óptico é composto por dois colimadores e sensores que medem radiância espectral solar proveniente do sol e do céu. Os principais produtos provenientes do radiômetro são: propriedade óptica do aerossol (AOD), o conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica, a distribuição de tamanho e índice de refração das partículas. Neste trabalho foram utilizados apenas os dados de AOD e distribuição de tamanho.

Para este estudo foram utilizadas as medidas de AOD e de distribuição de tamanho de aerossóis inferidos somente durante o período da manhã, ou seja, desde a primeira medida do dia até 12h00 (hora local). Esta restrição horária é feita com o objetivo limitar os aerossóis que venham a interagir na formação das nuvens, e que posteriormente possam ou não contribuir no desenvolvimento das tempestades. Da mesma forma que em (MORALES et al., 2010), a caracterização da AOD e da distribuição de tamanho é feita a partir dos valores médios calculados para os dias CT e ST, para cada estação do ano durante o período matutino.

O radiômetro AERONET realiza medidas diretas e indiretas de radiância espectral proveniente do sol. As medidas de radiância espectral direta são realizadas nos comprimentos de onda de 1020nm, 940nm, 870nm, 670nm, 500nm, 440nm, 380nm e 340nm, a cada 15 minutos em média. Já as medidas de radiância indireta (radiação difusa) são realizadas nos comprimentos de onda de 1020nm, 870nm, 670nm e 440nm, a cada hora.

Das medidas de radiância espectral direta obtêm-se a AOD, que representa o fator de atenuação da intensidade da radiação ao propagar por uma camada atmosférica. A

partir da AOD é possível quantificar o aerossol atmosférico presente na coluna vertical (HOLBEN et al., 2001).

As ondas eletromagnéticas de comprimento de onda λ interagem com partículas de aerossóis presentes na atmosfera, e sofrem atenuação devido aos processos de espalhamento e absorção conforme descrita matematicamente através da Lei de Beer-Bouguer-Lambert (HOLBEN et al., 1998), que é representada pela Equação 3.12, que representa a radiância que chega à superfície terrestre.

$$L_1(\lambda) = L_o(\lambda) \exp\left(-\frac{\tau}{\cos\theta_o}\right) \quad (3.12)$$

A integral do coeficiente de extinção na coluna vertical z é chamada de profundidade óptica de extinção na camada, chamada de τ_{ext} (LIOU, 2002), dada pela soma da profundidade óptica de espalhamento mais absorção ($\tau_{ext} = \tau_{esp} + \tau_{abs}$).

$$\tau(\lambda) = \int_{z_o}^{z_1} \beta_{ext}(\lambda) dz \quad (3.13)$$

onde $\tau_{a,\lambda}$ corresponde a integração do coeficiente linear de extinção ao longo de um caminho óptico s' (desde o topo da atmosfera) na vertical, $\beta_{ext,\lambda}$ corresponde ao coeficiente linear de extinção, que é uma medida da atenuação da radiação provocada por um conjunto de partículas no meio. Também costuma-se denotar $z_1 = \infty$, que corresponde ao topo da atmosfera que é a altura onde não ocorre interação significativa entre o meio e a radiação, e por definição, a propriedade óptica no topo da nuvem é nula.

Com as medidas de radiância nos diferentes comprimentos de onda pode-se inferir a atenuação conforme Equação 3.14.

$$t = \frac{L_1(\lambda)}{L_0(\lambda)} = \exp\left(-\frac{\tau}{\cos\theta_o}\right) \quad (3.14)$$

Os dados de AOD são classificados em três categorias em função do nível de controle de qualidade. Dados de nível 1.0 passam apenas por um filtro, que baseia-se no fato de que a variação da cobertura de nuvens é maior do que a das partículas de aerossol. Considera-se a variabilidade entre três medições sequenciais (tripleto) afim de amenizar os efeitos da contaminação por nuvens. Dados de nível 1.5, além de passar pela primeira filtragem, passam também por mais um filtro afim de eliminar medidas sob influência de nuvens mais sutis, mediante a aplicação de um algoritmo que identifica rápidas variações

devido à presença de nuvens a partir do logaritmo da AOD como função do tempo. Já os dados de nível 2.0 incluem um recálculo do valor da AOD após a recalibração do instrumento junto aos laboratórios da NASA.

A partir de medidas de radiação indireta, obtêm-se parâmetros físicos das partículas na coluna atmosférica, como a distribuição de tamanho do aerossol a partir do uso de modelos de inversão desenvolvido por Dubovik e King (2000). Estes parâmetros são obtidos a partir de um algoritmo de inversão da AERONET que considera os aerossóis como esferas homogêneas (Dubovik et al. (2002a) e Dubovik et al. (2002b)).

Os aerossóis atmosféricos são polidispersos e neste modelo matemático, são descritas matematicamente por uma distribuição lognormal de tamanho representada na Equação 3.15.

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_3^{i=1} \frac{N_i}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp\left(-\frac{[\ln(r/r_{gi})]^2}{2\sigma^2}\right) \quad (3.15)$$

onde N representa a concentração total de partículas por unidade de volume ponderado pelo número de partículas N_i que representa cada moda em relação à distribuição total, r_{gi} é o raio geométrico da i-ésima moda e σ_i é o respectivo desvio padrão geométrico que representa a polidispersão das partículas.

3.5 TESTE ESTATÍSTICO DE HIPÓTESE

Como se pretende avaliar as condições meteorológicas e a influência dos aerossóis em dias CT e ST, é importante avaliar se a diferença entre duas médias de uma determinada variável, é estatisticamente equivalente (ou significativa) ou não. Deste modo foi implementado um teste estatístico de hipótese, chamado *teste t de Student* ou apenas *teste t*. Diante de diferença entre duas médias (uma referente aos dias CT e outra referente aos dias ST), o teste t Student fornece ferramentas para decidir se a diferença entre as médias é ou não é estatisticamente significativa. O comportamento das variáveis utilizadas neste estudo se assemelham com a distribuição normal, o que levou a escolha para a aplicação do teste estatístico de hipótese t student, uma vez que a distribuição t Student se assemelha com a distribuição normal, e se diferencia por uma constante chamada de *número de graus de liberdade*, que está diretamente relacionada com o número de observações.

3.5.1 A DISTRIBUIÇÃO T DE STUDENT

Considerando-se amostras de tamanho n , extraídas de uma população normal (ou aproximadamente normal), pode-se obter a distribuição t, cuja função densidade de probabilidade é dada pela Equação 3.16.

$$f(t) = \frac{Y_o}{\left(1 + \frac{t^2}{n-1}\right)^{n/2}} = \frac{Y_o}{\left(1 + \frac{t^2}{\nu}\right)^{(\nu+1)/2}}, -\infty < t < \infty \quad (3.16)$$

onde, Y_o é uma constante que depende de ν (ou n) que corresponde ao número de graus de liberdade. Assim, o formato da distribuição t de Student depende do número de graus de liberdade, e quanto maior o número de graus de liberdade, a distribuição se aproxima de uma distribuição normal, assim como representado na figura 16.

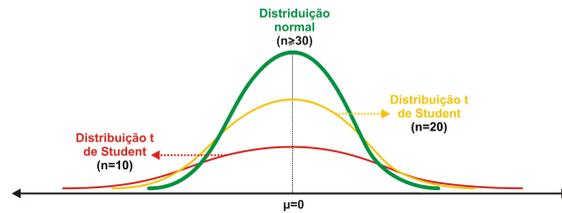


Figura 16: Distribuição t Student e distribuição normal.

Assim como em uma distribuição normal, uma distribuição t Student a área subtendida pela curva corresponde a 1. Os valores muito baixos ou muito altos tem menor probabilidade de ocorrer, indicando que é menos provável que a média de uma amostra apresente valores muito distantes da média da população.

3.5.2 APLICAÇÃO DO TESTE DE HIPÓTESE

O propósito do teste de hipótese é verificar se o comportamento médio das variáveis (em dias CT e ST) difere entre si. Assim, o primeiro passo consiste em enunciar as hipóteses, que nada mais é do que definir a hipótese nula H_0 juntamente com a hipótese alternativa H_1 (WILKS, 2011). A H_0 é definida de modo a considerar que o comportamento médio das variáveis (em dias CT e ST) são semelhantes. Vale lembrar que a definição de H_0 é sempre o contrário do que quer-se provar, ou seja, quer-se provar que o comportamento médio em dias CT difere do comportamento médio em dias ST. As hipóteses são enunciadas da seguinte forma:

$$H_0 : \mu_{ct} = \mu_{st}$$

$$H_1 : \mu_{ct} \neq \mu_{st}$$

onde, μ_{ct} =média da variável em dias CT e μ_{st} =média da variável em dias ST.

Como a hipótese nula é definida sendo $\mu_{ct} = \mu_{st}$, conseqüentemente, a hipótese alternativa corresponde a $\mu_{ct} \neq \mu_{st}$. A partir desta escolha, faz-se necessário consultar a função densidade de probabilidade da distribuição t de Student bilateral, considerando as áreas abaixo da curva para valores superiores a t e inferiores a $-t$. Como a distribuição é simétrica, os tamanhos dessas áreas são iguais, conforme apresentado na figura 17.

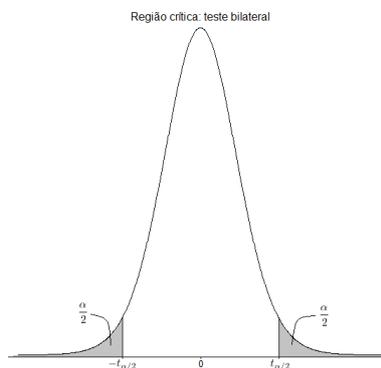


Figura 17: Distribuição t Student, representando a região crítica.

O segundo passo consiste em decidir qual estatística usar a partir do conjunto de dados disponível. Neste estudo será utilizado o teste t de Student, uma vez que o conjunto de dados segue uma distribuição t de Student.

O terceiro passo é estabelecer o nível de significância estatística (α) do teste estatístico, que se resume no peso da evidência em rejeitar a H_0 . Este peso é dado em termos de probabilidade, e neste trabalho foram escolhidos os níveis de 5% e 1%⁵. Como se trata de uma distribuição bilateral, ao estabelecer o nível de significância estatística, é necessário partilhar o total do nível para as duas caudas, de forma proporcional. Sendo assim, o nível de 5% ($\alpha = 5\% = 0,05$) corresponde a $\alpha/2 = 0,025 = 2,5\%$ ou para cada cauda, e o nível de 1% ($\alpha = 1\% = 0,01$) corresponde a $\alpha/2 = 0,005 = 0,5\%$ para cada cauda.

Uma vez estabelecido o nível de significância estatística, o quarto passo consiste em aplicar o teste estatístico para obter o valor t. Para o cálculo do valor t, é utilizada a

⁵Para o nível de 5%, há 95% de chance das variáveis serem iguais e para o nível de 1%, há 99% de chance das variáveis serem iguais

Equação 3.17, onde são consideradas duas amostras independentes y_{ct} e y_{st} de tamanhos n_{ct} e n_{st} (com n podendo assumir qualquer valor). Cada conjunto de dados possui média (μ_{ct} e μ_{st}) e variância (s_{ct}^2 e s_{st}^2), referentes aos dias CT e ST. Através destas informações, aplica-se o teste relativo a diferença $\mu_{ct} - \mu_{st} = 0$, que nada mais é do que $\mu_{ct} = \mu_{st}$ (hipótese nula).

$$t = \frac{\mu_{ct} - \mu_{st}}{\sqrt{\frac{s_{ct}^2}{n_{ct}} + \frac{s_{st}^2}{n_{st}}}} \quad (3.17)$$

O valor obtido através da Equação 3.17 definirá a decisão em rejeitar ou aceitar a hipótese nula. Quanto maior ou menor for t , maiores são as chances em rejeitar a hipótese nula.

Quanto ao grau de liberdade (ν), utiliza-se a Equação 3.18.

$$\nu = \frac{\left(\frac{s_{ct}^2}{n_{ct}} + \frac{s_{st}^2}{n_{st}}\right)^2}{\frac{\left(\frac{s_{ct}^2}{n_{ct}}\right)^2}{n_{ct}-1} + \frac{\left(\frac{s_{st}^2}{n_{st}}\right)^2}{n_{st}-1}} \quad (3.18)$$

O último procedimento da aplicação do teste t Student, é verificar se o valor t está compreendido dentro das áreas estabelecidas pelo nível de significância (região crítica que nada mais é do que a área de rejeição). Com os valores de graus de liberdade e nível de significância, consulta-se a tabela da distribuição t Student no Apêndice A (BUSSAB; MORETTIN, 2010). Se o valor de t for maior do que o valor de $|t_{\alpha/2}|$, significa que t está contido dentro da área de rejeição, conforme apresentada na figura 3.17. Assim a H_0 é rejeitada e por consequência a H_1 é aceita.

4 CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS LOCAIS

Neste capítulo são apresentados os padrões médios atmosféricos observados a partir de dados da Estação Meteorológica do IAG/USP (EM-IAG/USP), durante os dias com eventos de tempestades e os dias sem tempestades, em cada estação do ano. Para isto, são analisadas as médias horárias, que correspondem aos ciclos diurno médio (entre 7h00 e 24h00), das seguintes variáveis meteorológicas: pressão atmosférica a nível do mar (P_{NM}) apresentada na seção 4.1, temperatura do ar (T_{ar}) apresentada na seção 4.2, temperatura do bulbo úmido (T_W) apresentada na seção 4.3, razão de mistura (ω) apresentada na seção 4.4, direção e intensidade do vento apresentada na seção 4.5 e finalmente a precipitação apresentada na seção 4.6, durante os meses que compõem as estações de verão (DJF), de outono (MAM), de inverno (JJA) e de primavera (SON), no período de 2001 até 2009.

4.1 PRESSÃO ATMOSFÉRICA

Nas Figuras 18a e 18b são apresentados os ciclos diurno da P_{NM} em cada estação do ano, e observa-se que ao longo do dia, a P_{NM} sofre variação em sua magnitude, apresentando uma dupla oscilação diária, com valores máximos por volta das 10h00 e 22h00 respectivamente, e valores mínimos registrados por volta das 4h00 (não apresentado) e 16h00, ambos correspondentes ao horário local. A variação de P_{NM} no decorrer do dia, corresponde a um *ciclo semi diurno*, correspondente a um ciclo completo em aproximadamente meio dia solar. O ciclo semi diurno da P_{NM} é influenciado diretamente pela *Maré Barométrica*, que ocorre independente da época do ano e das condições atmosféricas, além deste comportamento estar presente durante os dias CT (Figura 18a) e dias ST (Figura 18b). Neste capítulo, o ciclo semi diurno da P_{NM} será mencionado apenas como ciclo diurno da P_{NM} .

Os ciclos diurnos da P_{NM} apresentam variações de magnitude em função da sazonalidade (Figuras 18a e 18b), e pode-se ver maiores amplitudes durante os meses de JJA, e menores durante os meses DJF, quando comparadas com as demais estações do ano. A diferença entre os valores máximos (picos) de P_{NM} entre JJA (929,1 hPa) e DJF (924,2 hPa), corresponde a quase 5 hPa, observada durante os dias CT (Figura 18a).

A diferença de quase 6 hPa também se observa entre os ciclos diurnos (JJA e DJF) de P_{NM} durante os dias ST (Figura 18b). O principal motivo para que a P_{NM} em JJA seja maior do que em DJF, é o fato de existir dias mais frios ao longo do JJA em relação ao DJF. Com superfícies frias, o ar ao entorno também permanece mais frio (por não haver transferência de calor da superfície para o ar ao entorno), e por consequência, o ar presente na baixa atmosfera se mantém mais denso, favorecendo o acúmulo de ar na coluna atmosférica, resultando no aumento da pressão.

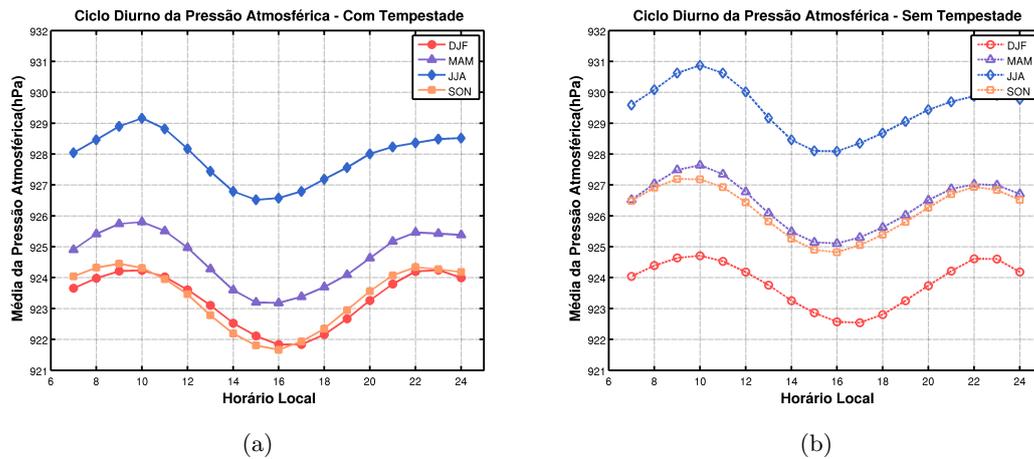


Figura 18: Ciclo diurno médio da P_{NM} (hPa) durante o DJF, MAM, JJA e SON, para os dias CT (a) e para os dias ST (b).

As tempestades estão em geral associadas à nuvens com grande desenvolvimento vertical (cumulonimbos), então assim espera-se obter P_{NM} mais baixas durante os dias CT em relação aos dias ST, devido ao aquecimento em superfície, favorecendo a ascensão do ar na coluna atmosférica. Nas Figuras 19 é possível observar com mais detalhes as diferenças de pressão entre os dias CT e ST para o DJF (Figura 19a), MAM (Figura 19b), JJA (Figura 19c) e SON (Figura 19d). Observa-se a partir destes resultados que independente da época do ano, as magnitudes de P_{NM} são menores durante os dias CT em relação aos dias ST.

Estes resultados indicam que existe uma diferença média entre os dias CT e ST, onde em DJF (Figura 19a) a diferença observada chega a 0,52 hPa, em MAM (Figura 19b) e em JJA (Figura 19c) a diferença fica em torno dos 2 hPa, enquanto em SON (Figura 19d) a diferença alcança os 2,82 hPa.

Para avaliar se as diferenças são estatisticamente significativas, o teste t-Student foi

aplicado entre as médias dos ciclos diurnos de P_{NM} , entre os dias CT e dias ST. Para todas as estações do ano (Figura 19), observa-se que as diferenças nas médias de P_{NM} são estatisticamente significativas ao nível de 99%, exceto das 7h00 às 10h00 e 20h00 às 23h00 de DJF, com 95% de significância estatística.

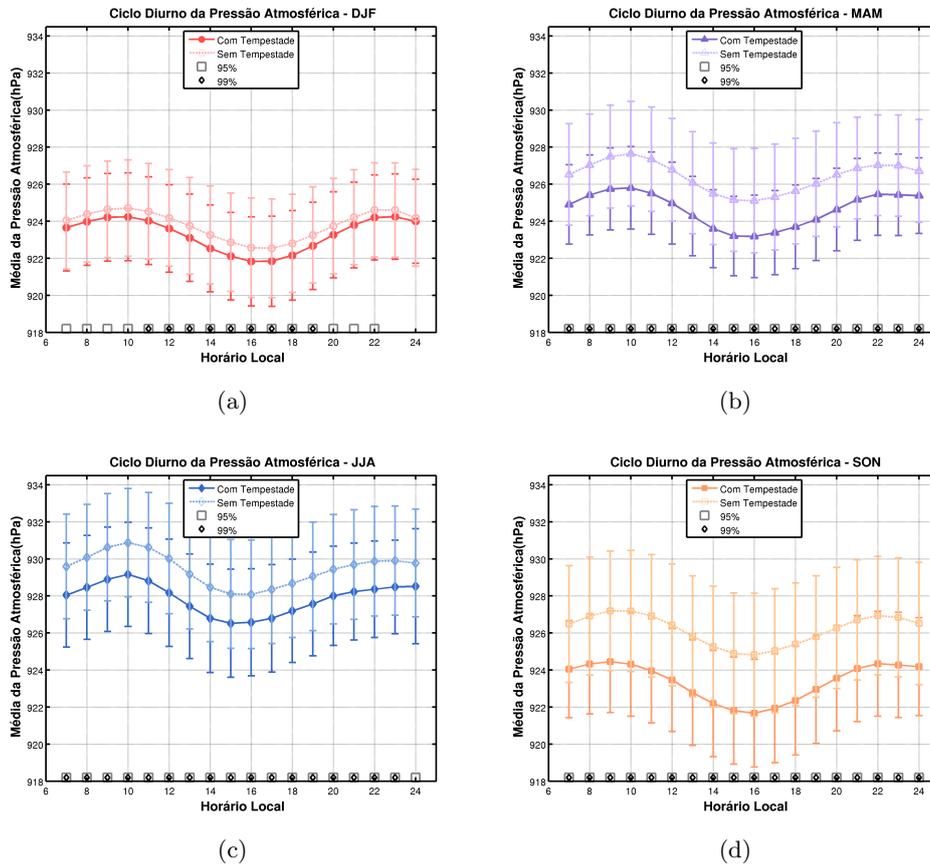


Figura 19: Ciclo diurno médio da P_{NM} (hPa) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada), durante o DJF (19a), MAM (19b), JJA (19c) e SON (19d). As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal, referem-se a significância estatística de 95% e 99%, respectivamente.

4.2 TEMPERATURA DO AR

Assim como a P_{NM} (Seção 4.1), a temperatura do ar na superfície (T_{ar}) também apresenta um ciclo diurno característico em função da época do ano e das condições de tempo, conforme Figuras 20a e 20b. O ciclo diurno da T_{ar} é influenciado diretamente pelo aquecimento solar, apresentando um ciclo completo em aproximadamente um dia solar.

A oscilação do ciclo diurno da T_{ar} apresenta valor máximo (um pico) entre 13h00 e 14h00, horário local, dependendo da estação do ano. Esta diferença de fase entre os ciclos ocorre devido à mudança no posicionamento do sol no decorrer do ano.

Observa-se através das Figuras 20a e 20b que o ciclo diurno da T_{ar} apresenta variação em função da sazonalidade. Pode-se observar temperaturas menores durante os meses de JJA e maiores magnitudes durante os meses DJF, quando comparadas com as demais estações do ano. A diferença entre os valores máximos dos ciclos diurnos da T_{ar} durante o DJF (cerca de 28°C) e JJA (22°C), corresponde a quase 6°C, para os dias CT (Figura 20a). Já para os dias ST (Figura 20b) esta diferença é de quase 3°C entre os ciclos diurnos de DJF (25°C) e JJA (22°C).

Na Figura 21 são apresentados os ciclos diurnos médios de T_{ar} para DJF (Figura 21a), MAM (Figura 21b), JJA (Figura 21c) e SON (Figura 21d) para os dias CT e ST. Para avaliar estas diferenças, incluiu-se os respectivos desvios padrões (que correspondem as barras verticais) e o teste de significância estatística. O verão, apresenta médias horárias maiores em relação às outras estações, seguido pelo outono, primavera e inverno. Observa-se valores máximos de T_{ar} entre 12h00 e 14h00 e mínimos no início e final do dia. A variação de temperatura no decorrer do dia está relacionado com posicionamento do sol que aquece a superfície da Terra e por consequência o ar ao seu entorno através da condução do calor sensível.

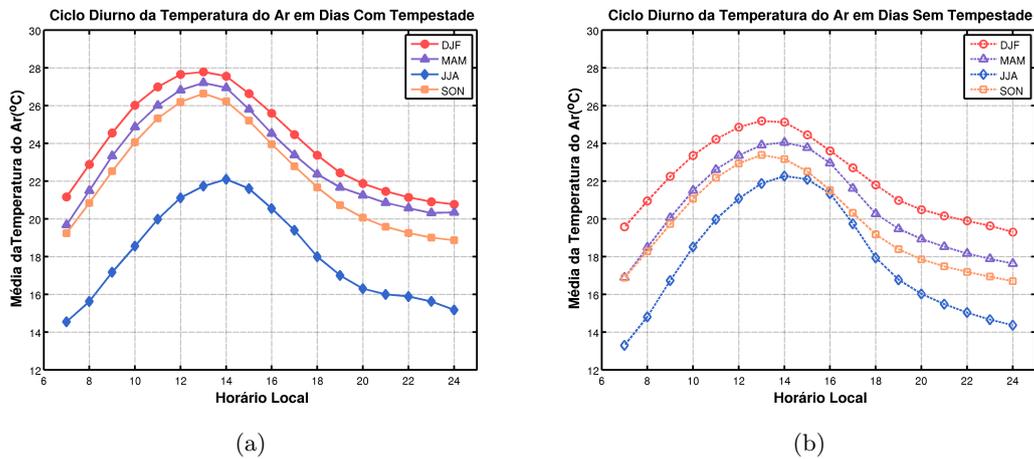


Figura 20: Médias horárias de T_{ar} (°C) para (20a) dias CT (linha contínua) e (20b) dias ST (linha tracejada) no DJF, MAM, JJA e SON.

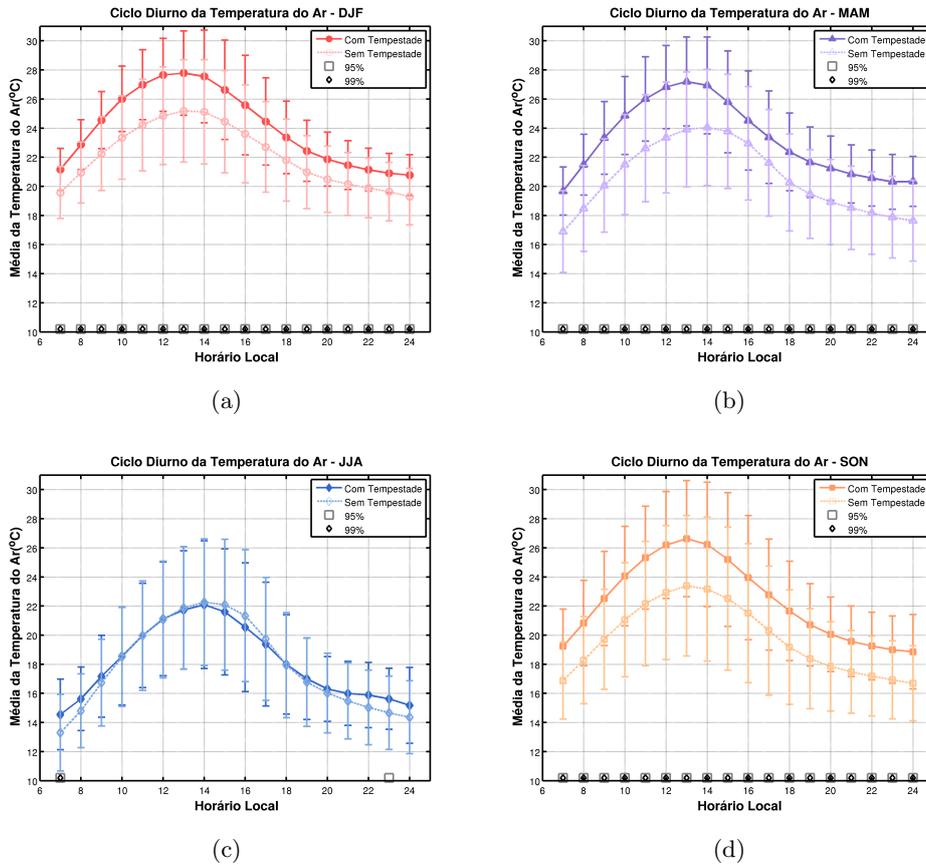


Figura 21: Médias horárias de T_{ar} ($^{\circ}\text{C}$) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) no (21a) DJF, (21b) MAM, (21c) JJA e (21d) SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.

No verão (Figura 21a), sendo a época do ano em que a RMSP recebe mais energia solar, espera-se temperaturas maiores em relação as outras estações do ano. A temperatura máxima ao longo do ciclo diurno, em média ocorre às 13h00, não só para os dias CT ($\simeq 28^{\circ}\text{C}$) mas também para os dias ST ($\simeq 25^{\circ}\text{C}$), além de apresentar um desvio padrão de um pouco mais de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ para dos dias CT e de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ para os dias ST.

O outono (Figura 21b) é uma estação de transição (do verão para o inverno), assim espera-se temperaturas cada vez menores ao passo que se aproxima do inverno. A temperatura máxima ao longo do ciclo diurno, em média ocorre às 13h00, tanto para os dias CT ($\simeq 27^{\circ}\text{C}$) quanto para os dias ST ($\simeq 24^{\circ}\text{C}$), além de apresentar um desvio padrão de mais de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ para dos dias CT e de $\pm 4^{\circ}\text{C}$ para os dias ST.

No inverno (Figura 21c) espera-se menores temperaturas em relação as outras estações do ano, porque nesta época do ano, a RMSP recebe menos energia proveniente do sol. A temperatura máxima ($\simeq 22^{\circ}\text{C}$) ao longo do ciclo diurno, em média ocorre às 14h00, além de apresentar desvio padrão de $\pm 4^{\circ}\text{C}$ para dos dias CT e ST.

A primavera (Figura 21d) também é uma estação de transição (do inverno para o verão), sendo assim espera-se temperaturas cada vez maiores no decorrer do período. A temperatura média máxima em seu ciclo diurno é de $\simeq 27^{\circ}\text{C}$ em dias CT e de $\simeq 25^{\circ}\text{C}$ em dias ST, e a máxima ocorre por volta das 13h00. A T_{ar} apresenta desvio padrão de mais de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ para os dias CT e de $\pm 4^{\circ}\text{C}$ para os dias ST.

As temperaturas máximas nas estações de transição (outono e primavera) e verão, ocorrem por volta da 13h00 e na estação do inverno a máxima ocorre as 14h00. Este atraso (de aproximadamente 1h00) ocorre devido ao nascer e pôr do sol ocorrer mais tarde no inverno em relação ao verão. Com o nascer do sol mais tardio, a temperatura máxima do dia passa a ocorrer mais tarde, que neste caso em média ocorre uma hora mais tarde. Além da temperatura máxima média ocorrer por volta das 13h00 durante as estações de verão e transição, a temperatura em dias CT se apresenta maior em relação aos dias ST. Esta condição proporciona o favorecimento para o desenvolvimento de movimentos verticais e pode levar na formação de nuvens. A partir do teste t-Student verifica-se que a diferença entre as médias de T_{ar} é estatisticamente significativa ao nível de 99% para todas as estações do ano exceto o inverno, onde a diferença entre as temperaturas médias para os dias CT e ST é nula, com exceção às 7h00 (com significância estatística aos níveis de 95% e 99%) e 23h00 (com significância estatística ao nível de 95%).

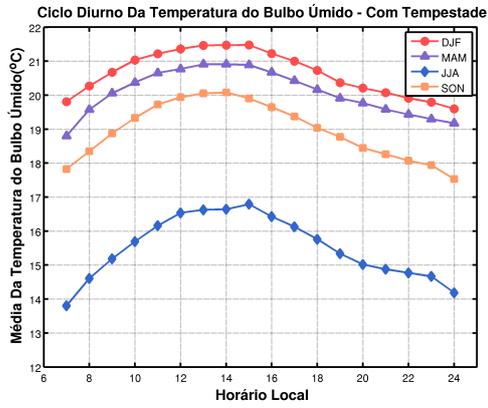
4.3 TEMPERATURA DO BULBO ÚMIDO

Nas Figuras 22a e 22b são apresentadas as T_{ω} médias horárias para os dias CT e ST, respectivamente, para cada estação do ano. O ciclo apresenta semelhanças ao longo do dia, porém com magnitudes diferentes entre as estações do ano.

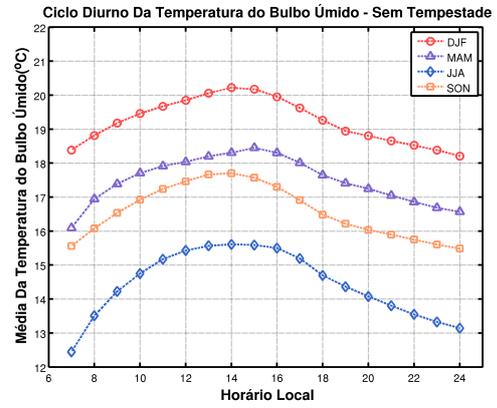
Observa-se que exceto no inverno, o ciclo diurno de T_{ω} em dias CT estão em fase, apresentando o valor máximo aproximadamente as 14h00, enquanto que no inverno o máximo se dá às 15h00. Para os dias ST observam-se variações na T_{ω} máxima em função da sazonalidade, onde em DJF e SON ocorre às 14h00 e em MAM e JJA ocorre às 15h00.

O verão é a estação do ano com maior T_{ω} , seguido do outono, primavera e inverno, o que se traduz em maior disponibilidade de vapor d'água na atmosfera ou maior umidade

relativa na estação do verão.

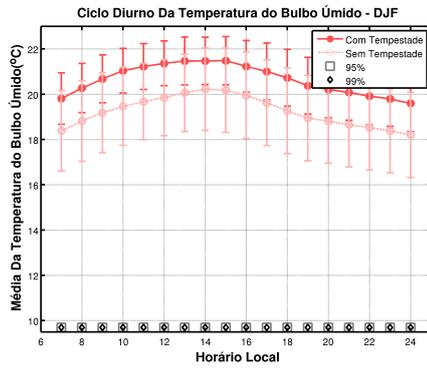


(a)

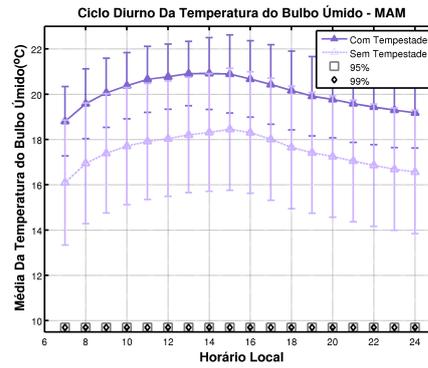


(b)

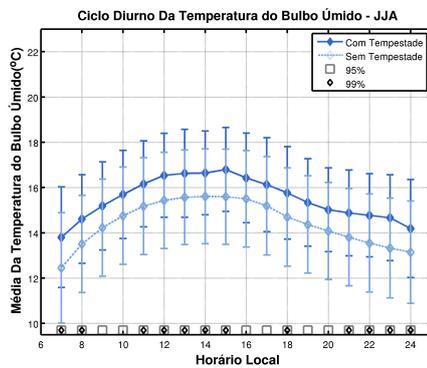
Figura 22: Médias horárias de T_w para dias CT (22a) (linha contínua) e dias ST (22b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.



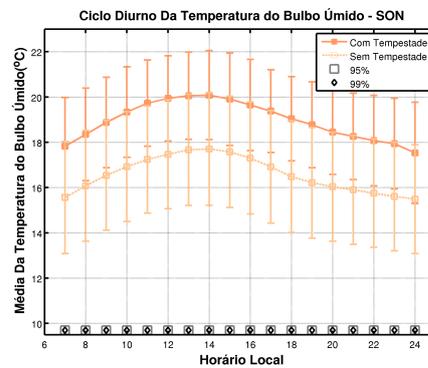
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 23: Médias horárias de T_w para dias CT ($^{\circ}\text{C}$, linha contínua) e dias ST ($^{\circ}\text{C}$, linha tracejada) no (23a) DJF, (23b) MAM, (23c) JJA e (23d) SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos quadrado e losango localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.

O ciclo diurno de T_w médio apresentam variações quando comparado em dias CT e dias ST em cada estação do ano. Em todas estações do ano para dias CT, as T_w médias são maiores em relação às médias em dias ST (Figura 23). O inverno apresenta menor média sazonal ($15,5^{\circ}\text{C}$) enquanto que o verão apresenta a maior ($20,6^{\circ}\text{C}$), para dias CT. A maior diferença das médias sazonais entre os dias CT e ST ocorre no outono ($2,6^{\circ}\text{C}$), enquanto que no inverno apresenta-se menor ($1,1^{\circ}\text{C}$).

No verão, outono e primavera a diferença entre as médias de T_w em dias CT e ST apresentaram 99% de significância estatística, e a diferença entre as médias de T_w no inverno se alternaram entre 95% e 99% de significância estatística ao longo do dia.

Analisando as variações temporais de T_w para dias CT e ST individualmente para

cada estação do ano, verão (Figura 23a), outono (Figura 23b), inverno (Figura 23c) e primavera (Figura 23d), observa-se que os dias CT são mais úmidos que os dias ST. As diferenças de T_w entre estas condições de tempo podem variar de $1,5^\circ\text{C}$ (JJA) à $2,5^\circ\text{C}$ (MAM e SON). Finalmente não se observa nenhuma defasagem temporal entre as T_w máximas em dias CT e ST.

4.4 RAZÃO DE MISTURA

Diferentemente de T_w , a razão de mistura permite avaliar a quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera, ajudando a verificar se ocorre alguma mudança na atmosfera da RMSP. Através da Figura 24 observa-se que independente das condições de tempo, o verão é a estação com maior disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, seguido das estações de outono, primavera e inverno.

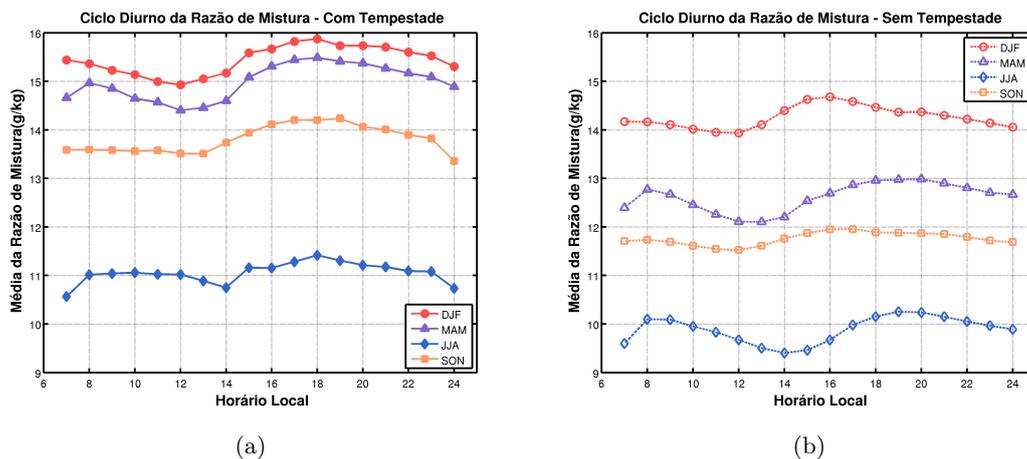


Figura 24: Médias horárias de ω para dias CT (24a) (linha contínua) e dias ST (24b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.

Na Figura 25 são apresentadas as médias horárias da ω para as quatro estações do ano, em dias CT e ST. Pode-se notar que as estações de verão e outono são as estações mais úmidas, seguida da primavera e inverno, com esta última sendo a mais seca, ou seja, no verão temos $\simeq 15,5[\text{g}/\text{kg}]$ e no inverno $10,5[\text{g}/\text{kg}]$. O ciclo diurno apresenta dois máximos, um no período da manhã ($\simeq 8\text{h}00$) e outro no período da tarde ($\simeq 18\text{h}00$), e um mínimo (12h00 à 14h00), basicamente o oposto do ciclo diurno da P_{NM} (Figura 19). Além disso, no período da manhã se observa uma diminuição da ω devido à contribuição do aquecimento diurno, enquanto que a tarde temos a entrada da brisa marítima que

faz com que a umidade aumente.

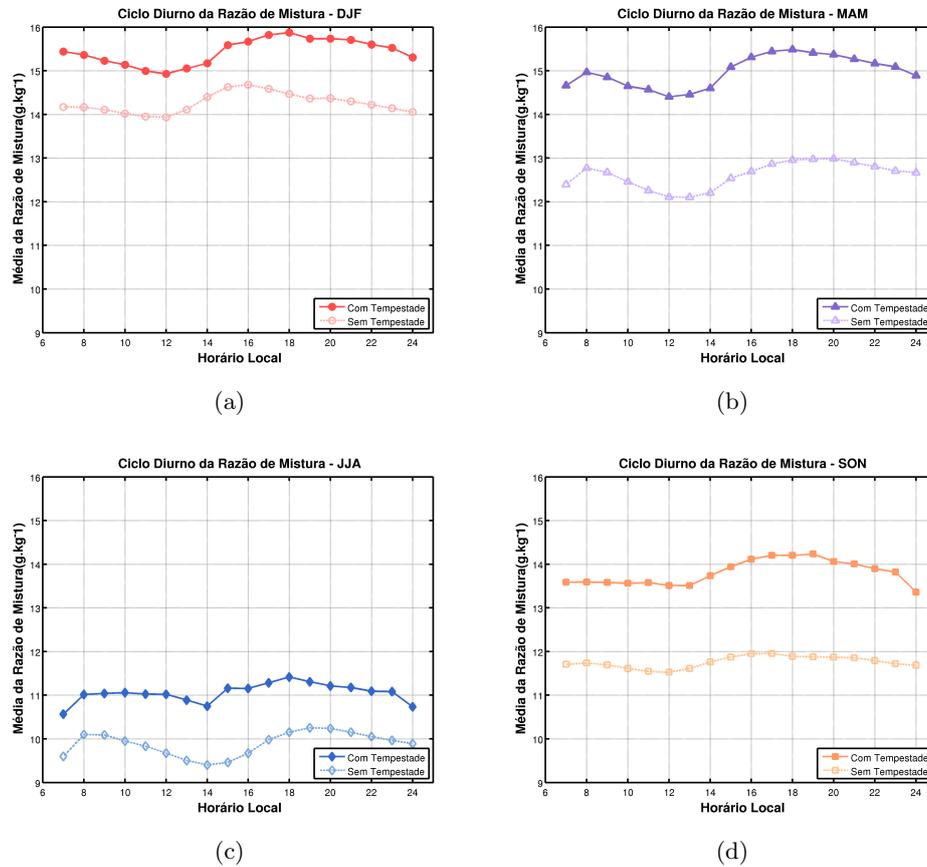


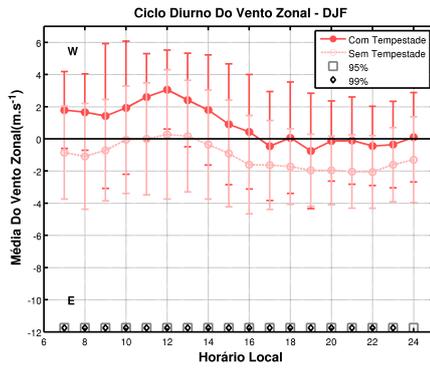
Figura 25: Médias horárias de ω (g/kg) para dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) no (25a) DJF, (25b) MAM, (25c) JJA e (25d) SON.

Independente da época do ano, os ciclos diurnos médios de ω em dias CT, apresentam magnitudes maiores em relação as médias em dias ST (Figura 25), no entanto no período da tarde observa-se uma diferença de fase da ω entre os dias CT e ST. No verão (Figura 25a) em dias CT a ω máxima média ocorre por volta das 18h00 enquanto que em dias ST a máxima se dá por volta das 16h00. No outono (Figura 25b) a ω máxima média acontece por volta das 18h00 enquanto que em dias ST a máxima ocorre por volta das 19h00. No inverno (Figura 25c) em dias CT a ω máxima média ocorre por volta das 18h00 enquanto para dias ST a máxima se dá por volta das 19h00. Finalmente na primavera (Figura 25d) a ω máxima média ocorre por volta das 18h00 enquanto que nos dias ST a máxima ocorre por volta das 16h00.

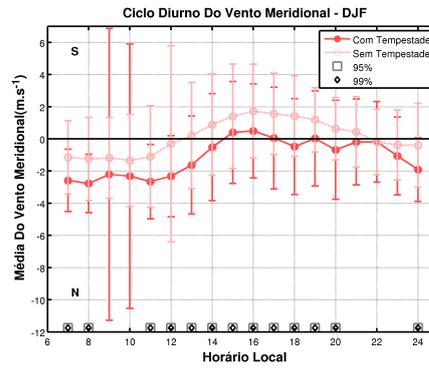
4.5 VENTO

Para investigar a circulação na RMSP, optou-se em fazer análises do campo zonal e meridional do vento para os dias CT e ST, em cada estação do ano (Figuras 26 e 27), e posteriormente avaliar as hodógrafas (Figura 28) e a magnitude do vento (Figura 29).

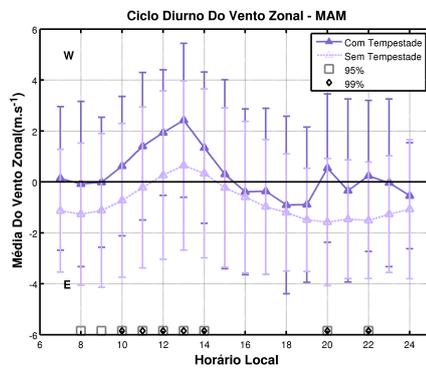
No verão, em dias CT o vento zonal é de oeste no período da manhã e de leste no período da tarde (Figura 26a), enquanto que o vento meridional é de norte no período da manhã e de sul no período da tarde (Figura 26b), o que resulta em um vento de noroeste no período da manhã e de sudeste no período da tarde. Em dias ST, o vento zonal (Figura 26a) predomina de leste durante o dia, enquanto que o vento meridional (Figura 26b) é de norte no período da manhã e de sul no período da tarde, o que resulta em um vento de nordeste no período da manhã e sudeste no período da tarde. No outono, em dias CT o vento zonal é de oeste no período da manhã e de leste no período da tarde (Figura 26c), enquanto que o vento meridional é de norte no período da manhã e de sul no período da tarde (Figura 26d), o que resulta em um vento de noroeste no período da manhã e de sudeste no período da tarde. Em dias ST, o vento zonal é predominantemente de leste durante o dia (Figura 26c), enquanto que o vento meridional é de norte no período da manhã e sul no período da tarde (Figura 26d), o que resulta em um vento de nordeste no período da manhã e de sudeste no período da tarde.



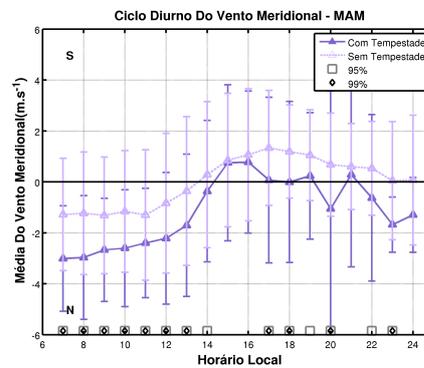
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 26: Médias horárias da direção do vento (26a) zonal e (26b) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao DJF. Médias horárias da direção do vento (26c) zonal e (26d) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao MAM. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos quadrado e losango localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.

No verão, a diferença entre as médias horárias do vento (dias CT - dias ST) apresentaram 99% de significância estatística praticamente durante todo o dia, com exceção as 24h00 para o vento zonal (Figura 26a) e de 9h00 as 10h00 e 21h00 as 23h00 para o vento meridional (Figura 26b). No outono, a diferença entre as médias horárias do vento apresentaram 99% de significância estatística das 10h00 as 14h00 para o vento zonal (Figura 26c) e praticamente durante o dia todo com exceção das 14h00 as 16h00 e 21h00 as 22h00 para o vento meridional (Figura 26d).

No inverno, em dias CT o vento zonal é predominantemente de oeste ao longo do dia (Figura 27a), enquanto que o vento meridional é de norte no período da manhã e de sul no período da tarde (Figura 27b), o que resulta em um vento de noroeste pelas manhãs

e de sudoeste pelas tardes. Em dias ST, o vento zonal é predominantemente de leste durante o dia (Figura 27a), enquanto que o vento meridional é de norte pelas manhãs e sul pelas tardes (Figura 27b), o que resulta em um vento de nordeste pelas manhãs e de sudeste pelas tardes. Na primavera, em dias CT o vento zonal é predominantemente de oeste ao longo do dia (Figura 27c) e o vento meridional é predominantemente de norte ao longo do dia (Figura 27d), o que resulta em um vento predominantemente de noroeste. Em dias ST, o vento zonal é predominantemente de leste ao longo do dia (Figura 27c), enquanto que o vento meridional é de norte no período da manhã e sul no período da tarde (Figura 27d), o que resulta em um vento de nordeste no período da manhã e de sudeste no período da tarde.

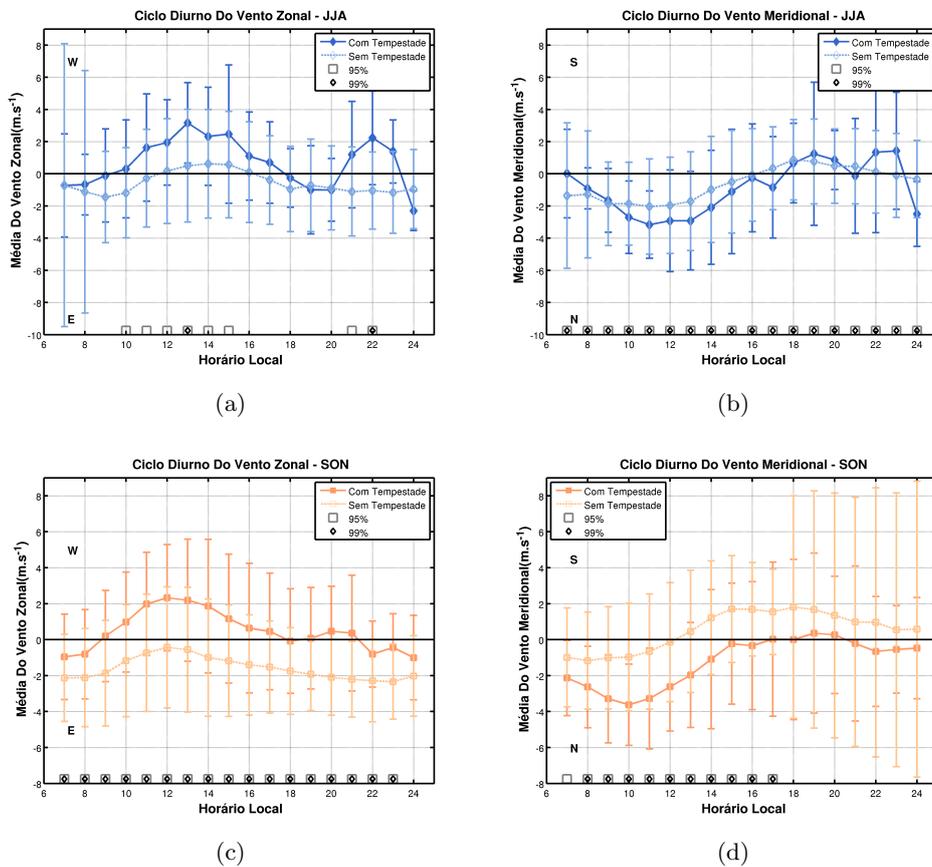


Figura 27: Médias horárias da direção do vento (27a) zonal e (27b) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente ao JJA. Médias horárias da direção do vento (27c) zonal e (27d) meridional para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) referente a SON. As barras verticais em cada ponto referem-se aos desvios padrões. Os símbolos, quadrado e losango, localizados no eixo horizontal referem-se a significância estatística de 95% e 99% respectivamente.

No inverno, a diferença entre as médias horárias do vento meridional praticamente apresentaram significância estatística ao nível de 99% (Figura 27b). Já para o vento zonal as diferenças só apresentam significância estatística entre as 13h00 e 22h00 (99%) e entre 10h00 e 15h00 e entre 21h00 e 22h00 (95%). Na primavera, as médias do vento atingiram 99% de significância estatística durante todo o dia para o vento zonal (Figura 27c) e das 8h00 até 17h00 para o vento meridional (Figura 27d).

Nas hodógrafas da Figura 28 podemos observar como o vento gira para os dias CT e ST. Por exemplo, em todas as estações do ano, em dias CT a intensidade do vento no período da manhã é maior em relação a dias ST, já no período vespertino são menos intensos. Contudo no inverno a intensidade do vento é maior em dias CT em relação a dias ST (Figura 28c).

No verão dos dias CT no período da manhã, o vento é predominantemente de NW e muda para SW entre 15h00 e 16h00. Às 17h o vento muda para SE e às 18h00 o vento passa a soprar de NE. Já em dias ST no período da manhã o vento é predominantemente de NE, entre as 11h00 e 12h00 o vento se apresenta de NW, após as 13h00 o vento muda para SE e se mantém de SE entre 14h00 e 21h00, e após as 22h00 o vento passa a soprar de NE novamente (Figura 27a).

No outono em dias CT no período da manhã, o vento sopra predominantemente de NW e se mantém assim até as 14h00. Após as 14h00 o vento muda para SW e fica assim até as 15h00. Entre 16h00 e 19h00 o vento sopra de SE e após esse horário o vento passa a soprar de quadrante norte, onde das 20h00 às 22h00 sopra de NW e após este horário passa a soprar de NE. Já em dias ST no período da manhã o vento sopra predominantemente de NE até as 11h00, e entre 12h00 e 13h00 o vento passa a soprar de NW. No período vespertino o vento muda de SW às 14h00 para SE entre as 15h00 e 24h00.

No inverno em dias CT no período da manhã, o vento sopra de E/NE entre as 7h00 e 9h00, depois vem de NW entre 10h00 e 17h00, e volta a girar para SE das 18h00 às 20h00 e finalmente de NW às 21h00 e SW das 22h00 em diante. Já nos dias ST, o vento começa a soprar de NE até as 11h00, girando de NW das 12h00 as 16h00 seguido de SE das 17h00 às 22h00 e finalizando de E.

Na primavera em dias CT no período da manhã, das 7h00 as 8h00 o vento sopra de NE, das 9h00 às 16h00 de NW, das 17h00 às 20h00 de SW e finalmente de E/NE das 21h00 às 24h00. Por outro lado, em dias ST temos ventos soprando de E/NE das 7h00 às 12h00 e de SE no período das 13h00 às 24h00.

De uma forma geral, observa-se que independente da estação do ano há um predomínio do vento de noroeste no período da manhã nos dias CT. Já para os dias ST o vento sopra predominantemente de nordeste. No período vespertino ambos os dias apresentam um predomínio de vento de sudeste, indicando a entrada da brisa na RMSP. Entretanto, nos dias CT há uma redução na intensidade do vento de sudeste, o que significa uma desaceleração da brisa marítima na RMSP, assim como observado por Morales et al. (2010) para o verão, como ilustrada na Figura 28.

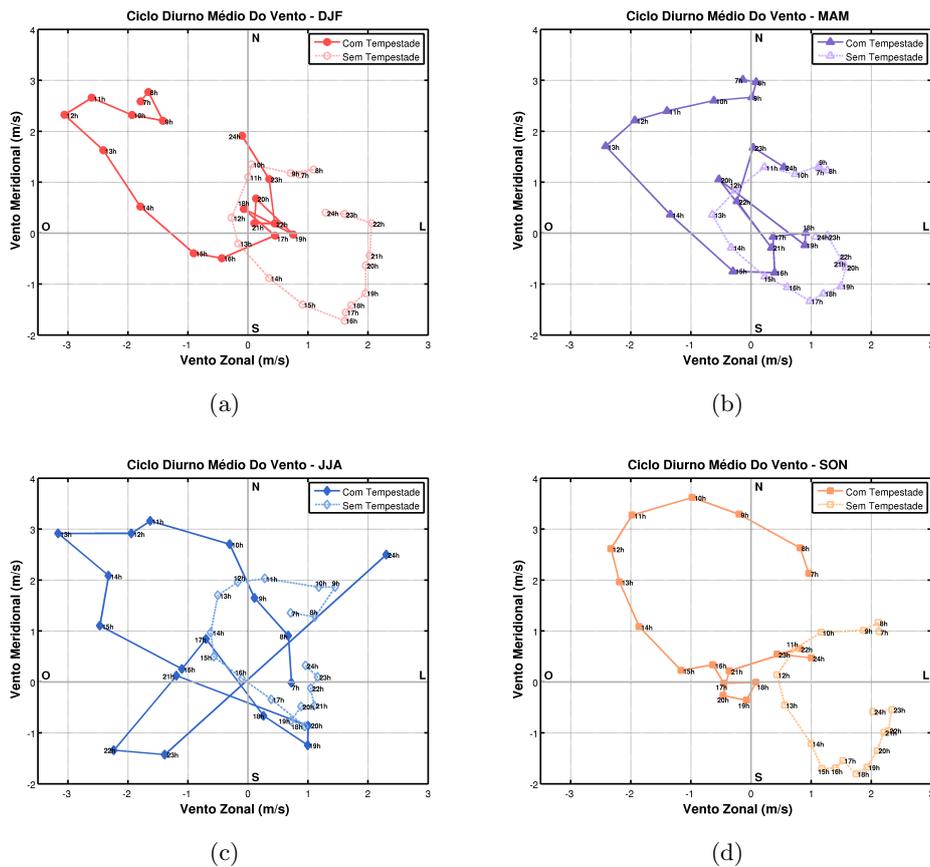
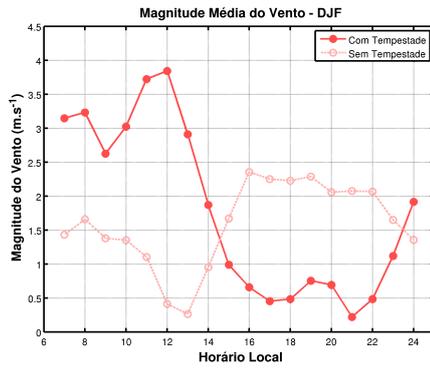
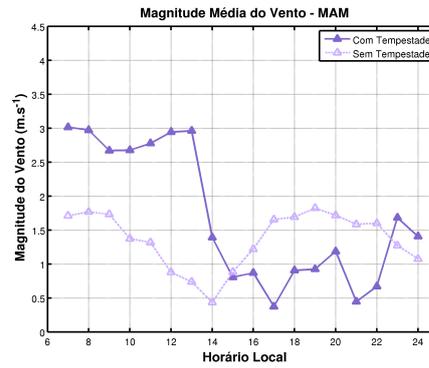


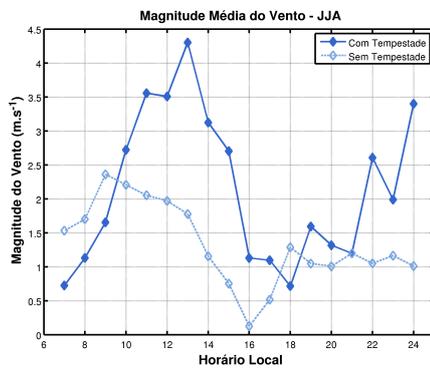
Figura 28: Médias horárias da intensidade do vento para (28a) o DJF, (28b) MAM, (28c) JJA e (28d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).



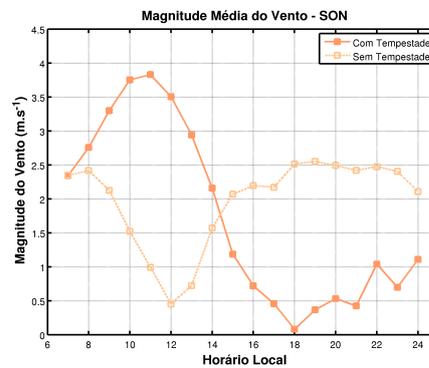
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 29: Magnitude do vento para (29a) o DJF, (29b) MAM, (29c) JJA e (29d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).

De uma forma geral, independente da época do ano em dias CT, no período da manhã a magnitude do vento se apresenta maior em relação à tarde (Figura 29). A magnitude do vento é maior por volta das 12h00 no verão (Figura 29a) com 3,8m/s, entre 12h00 e 13h00 no outono (Figura 29b) com aproximadamente 3m/s, por volta das 13h00 no inverno (Figura 29c) com 4,3m/s e por volta das 11h00 na primavera (Figura 29d) com 3,8m/s. No período da tarde observa-se seu mínimo, e no período da noite a magnitude do vento se eleva novamente. Já em dias ST no período da manhã as magnitudes são menores em relação à magnitude do vento no período da tarde, com exceção do inverno. Observa-se que no período da tarde a magnitude atinge 2,3m/s por volta 16h00 no verão, 1,8m/s por volta das 18h00 no outono, 2,3m/s por volta das 9h00 no inverno e 2,5m/s por volta das 18h00 na primavera.

Esta diferença reforça os resultados de Morales et al. (2010) em que nos dias CT o fluxo

continental tende a desacelerar a entrada da brisa.

4.6 PRECIPITAÇÃO

Na Figura 30 é apresentado o ciclo diurno da precipitação horária para os dias CT (Figura 30a) e dias ST (Figura 30b) para todas as estações do ano.

Em dias CT observa-se uma certa semelhança no comportamento da precipitação horária para as estações de verão, outono e primavera, com maiores precipitações observadas no período da tarde, o que indica que nestas estações do ano os eventos mais frequentes de chuva são de carácter convectivos. Já em dias ST a precipitação média fica abaixo dos 0,6mm/h para todas as estações, e somente na estação do verão, ainda no período da tarde, apresenta maior precipitação em relação a manhã.

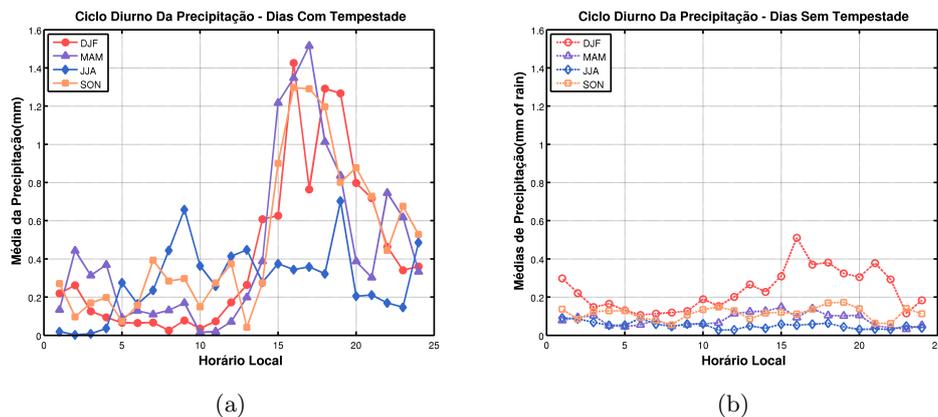


Figura 30: Médias horárias de precipitação para dias CT (30a) (linha contínua) e dias ST (30b) (linha tracejada) em DJF, MAM, JJA e SON.

Na Figura 31 é apresentada a precipitação horária para os dias CT e ST em função das estações do ano. Pode-se notar que existem variações significativas para os dias CT e ST. Por exemplo, com exceção do inverno (Figura 31c), é observado um máximo de precipitação no período da tarde nos dias CT, enquanto que nos dias ST não existe tal variação, exceto no verão (Figura 31a). Esse tipo de comportamento em dias CT é característico de convecção local. No inverno, a precipitação em dias CT e ST deve estar associada aos sistemas frontais, pois não se observa uma dependência do aquecimento e chove a qualquer hora do dia.

Os dias ST não apresentaram uma oscilação diurna, ou seja, máxima no período da

tarde exceto pelo verão. Isto pode implicar que nos dias ST não havia um predomínio de convecção local no desenvolvimento da chuva (Figura 31c).

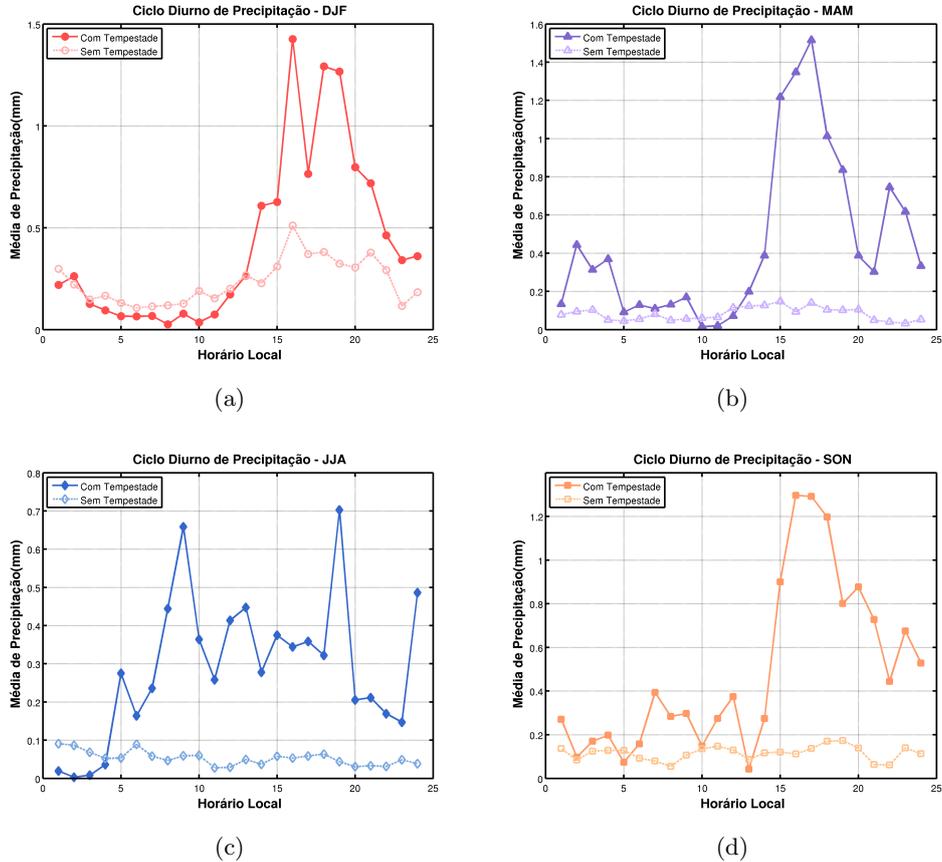


Figura 31: Médias horárias de precipitação para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) no (31a) DJF, (31b) MAM, (31c) JJA e (31d) SON.

A precipitação média horária no verão (Figura 31a) chega a atingir 1,4mm/h às 16h00 em dias CT, enquanto que em dias ST tem-se $\sim 0,5$ mm/h. No outono (Figura 31b) a precipitação média horária no período da tarde em dias CT, atinge valores máximo de $\sim 1,5$ mm/h de chuva, já em dias ST o volume não atinge 0,2mm/h. No inverno (Figura 31c), em dias CT não há período preferencial para ocorrência de chuva, sendo que em qualquer horário a precipitação fica abaixo de 0,8mm de chuva. Já em dias ST o volume de chuva é inferior 0,01mm/h. Em dias CT na primavera (Figura 31d), a precipitação média horária máxima chega à 1,3mm/h de chuva às 16h00. Já em dias ST o volume de chuva não ultrapassa 0,2mm/h.

De uma maneira geral temos que a taxa de precipitação é muito maior em dias CT, o que pode significar que os sistemas precipitantes atuantes tinham um maior desenvolvimento vertical.

Na Figura 32 estão representadas as distribuições cumulativas em termos da frequência de ocorrência da taxa de precipitação horária e a contribuição de um determinado intervalo de classe de taxa de precipitação no volume total de chuva acumulado no trimestre, ou seja, ponderado pelo volume total de precipitação. As Figuras 32a, 32b, 32c e 32d representam os trimestres DJF, MAM, JJA e SON respectivamente.

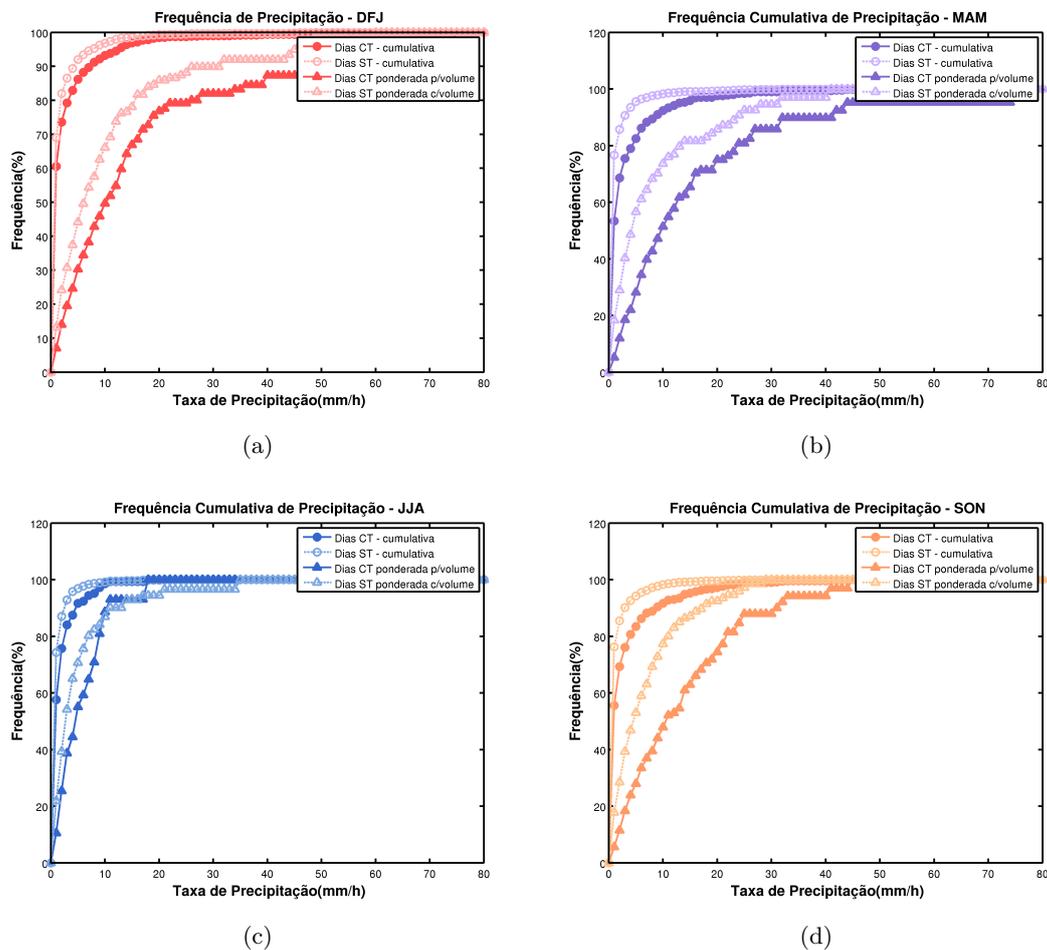


Figura 32: Distribuição de frequência (●) e ponderada pelo volume (▲), para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada) no DJF (32a), MAM (32b), JJA (32c) e SON (32d).

No verão (Figura 32a) pode-se observar que as taxas de precipitação são em médias duas vezes mais intensas nos dias CT do que em dias ST para a mesma frequência

de ocorrência. Por exemplo, temos que 60% dos eventos de dias CT tem precipitação inferior a 1 mm/h enquanto que nos dias ST é de 69%. Ao avaliarmos o percentil de 90% observa-se que nos dias CT as taxas de precipitação eram inferiores a 7,5mm/h já nos dias ST era de 4,1mm/h, para o nível de 95% as precipitações eram inferiores a 13mm/h em dias CT e 7,5mm/h em dias ST.

Em termos de volume de chuva na estação do verão observa-se que aproximadamente 50% do volume de chuva em dias CT está associado com precipitações inferiores a 10,5mm/h, já em dias ST corresponde à 6,1mm/h indicando que as precipitações nos dias CT são 72% mais intensas (Figura 32a). Já 70% do volume de chuva se origina de precipitações inferiores a 16,5mm/h em dias CT e 11,1mm/h em dias ST (ou seja, 48% mais intensas). No nível de 90% o volume de chuva em dias CT apresenta chuvas acima de 49mm/h enquanto que em dias ST é de 31mm/h (55% mais intensas). Para os eventos mais extremos, percentil de 99%, os dias CT tem chuva superior à 74,5mm/h e os dias ST é de 59,5mm/h representando chuvas 25% mais intensas.

No outono 53% dos dias CT tinham precipitação inferior a 1 mm/h já nos dias ST representava 77% (Figura 32b). Quando se verifica 90% dos eventos de chuva, temos que os dias CT tem taxas de precipitação inferior a 8,5mm/h e os dias ST tem 3,9mm/h. No nível de 95%, os eventos CT tem precipitações superiores à 12,5mm/h e os de ST 4,5mm/h.

Em termos volumétricos observa-se na estação do outono que aproximadamente 50% do volume de chuva em dias CT é devido a precipitações inferiores a 9,8mm/h e em dias ST é de 4,2mm/h, mostrando que os dias CT são 133% mais intensos (Figura 32b). 70% do volume de chuva está associado a precipitações inferiores a 15,9mm/h para dias CT e 8,8mm/h para dias ST (81% mais intensas). No nível de 90% temos que o volume total de chuva em dias CT vem de sistemas com precipitação inferior a 41,2mm/h enquanto que em dias ST é de 23,8mm/h (73% mais intensos). Para os casos mais extremos, de 99%, temos que os dias CT apresentam chuvas maiores que 75,0mm/h enquanto que para dias ST é de 41mm/h

No inverno, a frequência de eventos com taxa de precipitação de até 1mm/h é cerca de 54% para os dias CT e de 74% para os dias ST (Figura 32c). No nível de 90% é possível observar que nos dias CT as precipitações são inferiores a 4,8mm/h e nos dias ST é de 2,5mm/h. Para o nível de 95% as precipitações ficam restritas até 8mm/h para dias CT e 3,9mm/h em dias ST e no nível de 99% os dias CT tem taxa de precipitação inferior a 10mm/h e os dias ST é de 9,5mm/h.

Em termos de volume de chuva para o inverno, observa-se que aproximadamente 50% do volume de chuva em dias CT está associado a precipitações com taxa de precipitação inferior a 4,5mm/h enquanto que em dias ST é 2,8mm/h, ou seja, as precipitações nos dias CT são em média 61% mais intensas (Figura 32c). No nível 70% do volume de chuva temos que os dias CT tem chuvas inferiores a 8mm/h e os dias ST é de 4,9mm/h (63% mais intensos). Em níveis mais altos, ou seja, 90% do volume de chuva observa-se que em dias CT a chuva era proveniente de taxas de precipitação inferiores a 10,5mm/h enquanto que em dias ST era de 10,9mm/h, e no percentil de 99% o volume de chuva em dias CT estava associado a eventos com precipitação inferior a 18mm/h e para dias ST correspondia a 35mm/h.

Na primavera finalmente temos que 55% dos eventos de precipitação em dias CT tinham taxa de precipitação inferior a 1 mm/h mas para os dias ST representava 76% dos eventos (Figura 32d). 90% dos eventos de precipitação CT estavam associados a chuvas menores que 9mm/h e para os dias ST era de 3mm/h. No nível de 95% das observações temos que os dias CT tem precipitações inferiores a 14,3mm/h e os dias ST era de 5,9mm/h. Já no nível superior de 99%, temos que 1% dos eventos CT tinham chuvas com precipitação maior que 25mm/h e os dias ST eram de 13mm/h.

Em termos de volume de chuva para o inverno, observa-se que cerca de 50% do volume de chuva em dias CT é devido a precipitações com taxas menores que 10,5mm/h e em dias ST corresponde a 4,7mm/h, o que implica que os eventos de chuva em dias CT são em média 123% mais intensos (Figura 32d). 70% do volume de chuva está associado a precipitações menores que 18mm/h para dias CT e 8,2mm/h para dias ST (119% mais intensas). Para 90% do volume de chuva temos que dias CT tem chuvas inferiores a 31mm/h enquanto que em dias ST é de 17,2mm/h (80% mais intensas). Finalmente, 99% do volume total de chuva em dias CT esta associado a precipitações inferiores a 45mm/h e para dias ST é 29mm/h (55% mais intensas).

5 CONDIÇÕES SINÓTICAS

De forma a complementar as análises das condições atmosféricas associadas à formação e desenvolvimento das tempestades, faz-se necessário analisar a contribuição das condições atmosféricas de larga escala. Sendo assim, neste capítulo são apresentados resultados das condições atmosféricas na escala sinótica, através de composições dos campos atmosféricos obtidos das reanálises do NCEP-DOE, de temperatura do ar (T_{ar}), direção e intensidade do vento, divergência horizontal e vorticidade relativa. As composições de cada variável são obtidas a partir dos campos médios para dias CT e ST, em baixos níveis (850 hPa) e em altos níveis (200 hPa), às 12 UTC, no período de 2001 até 2009, durante os meses de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON).

Na seção 5.1 são apresentadas as composições dos campos de T_{ar} e vento, para os dias CT (**Figura 33**), dias ST (**Figura 34**) e para a diferença entre os dias CT e dias ST (**Figura 35**). Já na seção 5.2 são apresentadas as composições dos campos de divergência do vento, para os dias CT (**Figura 36**), dias ST (**Figura 37**) e para a diferença entre os dias CT e dias ST (**Figura 38**). Finalmente as composições dos campos de vorticidade relativa são apresentadas na seção 5.3, para os dias CT (**Figura 39**), dias ST (**Figura 40**) e para a diferença entre os dias CT e dias ST (**Figura 41**).

5.1 TEMPERATURA DO AR E VENTO

Através das composições de T_{ar} para os dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (**Figura 34a**) na baixa troposfera, observa-se gradientes horizontais de T_{ar} sobre a América do Sul (AS) durante todo o ano, possivelmente devido à transição de massas de ar subtropical e de latitudes altas. Praticamente em todo o continente brasileiro, as médias de T_{ar} apresentaram-se positivas, destacando as regiões localizadas na parte central, com T_{ar} maiores em relação as outras regiões do continente. A distribuição da T_{ar} sobre o continente sofre variações em seu posicionamento em função da sazonalidade e de haver ou não tempestades. Em dias CT (**Figura 33a**) observa-se em todas as estações do ano, em uma maior extensão de T_{ar} mais altas, cobrindo o Sudeste brasileiro incluindo as regiões costeiras.

Durante JJA, as T_{ar} mais baixas presentes no sul da América do Sul aparecem deslocadas

mais ao norte em relação as outras estações do ano, tanto para os dias CT (**Figura 33**) quanto para os dias ST (**Figura 34**). Sobre as regiões centro-oeste e norte do Brasil durante JJA, continuam a apresentar médias de T_{ar} mais altas em relação ao restante do continente brasileiro, já na região Sudeste do Brasil apresentam-se menores em relação as demais regiões, porém ainda positivas.

Sobre o oceano Atlântico Sul, observa-se uma região de subsidência associada a presença de uma circulação anticiclônica, centrada aproximadamente sobre a latitude $30^{\circ}S$ e longitude $30^{\circ}O$, na baixa troposfera, caracterizando o sistema Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este sistema está presente sobre o oceano Atlântico Sul em todas as estações do ano, durante os dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (**Figura 34a**), configurando-se juntamente com os ventos alísios, como o principal sistema responsável pelo transporte de umidade do oceano para continente, além de influenciar na intensidade dos ventos que adentram zonalmente sobre as regiões Norte, Nordeste e Sudeste do Brasil (CAVALCANTI et al., 2009).

Durante JJA em baixos níveis observa-se maior penetração dos ventos oriundos do ASAS, em que apresentam-se mais intensos sobre a costa sudeste e nordeste brasileira, tanto durante os dias CT (**Figura 33a**) quanto durante dias ST (**Figura 34a**). Esta intensificação provavelmente está relacionada com o posicionamento do ASAS, localizado mais próximo ao continente e mais ao norte durante JJA, desfavorecendo o desenvolvimento convectivo e inibindo a formação de tempestades. Já durante DJF e estações intermediárias, o posicionamento do ASAS está climatologicamente localizado mais ao sul em relação a JJA, o que proporciona a desintensificação do ASAS (CAVALCANTI et al., 2009) e favorece o desenvolvimento convectivo, promovendo o desenvolvimento de tempestades.

A circulação provinda do ASAS juntamente com os ventos alísios, penetram sobre a costa leste do Brasil em direção a oeste, e na região dos Andes o vento é defletido para sudeste, contornando a região da Baixa do Noroeste Argentino (BNOA), resultando em um padrão de escoamento de NW-SE a leste da Cordilheira dos Andes, presente em todas as estações do ano durante dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (**Figura 34a**). Esta deflexão acarreta em um escoamento do vento que promove o transporte de calor e umidade dos trópicos para as regiões Sul e Sudeste do Brasil (CAVALCANTI et al., 2009), onde durante JJA, este escoamento apresenta-se de forma mais canalizada em relação as outras estações do ano.

A região Sudeste do Brasil, em média recebe umidade e calor provenientes da região

amazônica através do escoamento do vento orientado de NW-SE na baixa troposfera, em que pode ser observado durante dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (Figura 34a), durante todo o ano. Além deste escoamento orientado de NW-SE (em que alguns casos pode ser caracterizado como Jato de Baixos Níveis), são observados o cavado do nordeste e a alta da Bolívia durante DJF, dando suporte para a formação e manutenção da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). As ZCAS podem interferir na precipitação e nas tempestades no sudeste do Brasil dependendo do seu posicionamento latitudinal.

A baixa térmica continental que está climatologicamente localizada no noroeste da Argentina em baixos níveis (CAVALCANTI et al., 2009) (BNOA) apresentam mudanças sazonais na distribuição de T_{ar} , com maiores T_{ar} durante DJF (**Figuras 33a e 34a**), época do ano em que a BNOA é melhor caracterizada. Durante os meses das estações de transição seguido do JJA, menores temperaturas são o que promove o enfraquecimento do centro de baixa pressão, observado durante os dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (**Figura 34a**).

Já o Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) é um sistema identificado por sua circulação anticiclônica em baixos níveis, localizado em aproximadamente a 30°S de latitude e 70°O de longitude sobre o oceano Pacífico Sul, durante os dias CT (**Figura 33a**) e dias ST (**Figura 34a**). Assim como o ASAS, o sistema ASPS também está presente em todas as estações do ano e sofre variações latitudinais e longitudinais em função da sazonalidade, porém na média não é possível identificar qualquer influência direta do ASPS sobre a região Sudeste do Brasil.

Em altos níveis, observa-se maior intensidade do gradiente meridional de T_{ar} sobre a AS durante JJA, além de apresentar uma atmosfera mais fria em relação as outras estações do ano, tanto para dias CT (**Figura 33b**) quanto para os dias ST (**Figura 34b**). A presença do gradiente de T_{ar} e de uma atmosfera mais fria durante os meses de inverno, são condições também observadas por Chu (1985).

Um padrão de escoamento anticiclônico do vento em altos níveis é observado sobre o Altiplano peruano-boliviano durante DJF, conhecido como Alta da Bolívia (AB). Através das médias sazonais do vento, observa-se que o escoamento oriundo da AB se conecta a um cavado sobre o nordeste brasileiro, conhecido como Cavado do Nordeste (CN), em que apresenta forte componente meridional orientado de sul-norte (S-N), desde a região Sudeste até a região Nordeste do Brasil. O escoamento característico da AB e do CN apresenta-se bem definido durante DJF, deslocados e enfraquecidos durante as estações de transição, e praticamente desaparece durante JJA, observados em dias CT (**Figura**

33b) e em dias ST (**Figura 34b**). A presença da AB e do CN podem favorecer um escoamento causando difluência sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, e suas intensidades podem estar associadas ao deslocamento dos sistemas (frentes frias) que chegam até as regiões Sul e Sudeste do Brasil.

A presença de uma região de confluência dos ventos em baixos níveis a leste do Uruguai, juntamente com a existência de um gradiente de temperatura entre as regiões Sul e Sudeste da América do Sul em baixos níveis, permite identificar uma possível região que favoreça a existência de sistemas frontais, situada nas imediações entre a fronteira do norte da Argentina e Paraguai. Observa-se que durante JJA apresenta condições mais favoráveis de atuação de sistemas pré-frontais que podem atingir a região Sudeste do Brasil, tanto durante dias CT (**Figura 33**) quanto durante dias ST (**Figura 34**).

Em todas as estações do ano observa-se um escoamento do vento predominantemente zonal, no sentido de oeste para leste em altos níveis, apresentando variações de intensidade ao longo da região sul-americana, observado tanto durante dias CT (**Figura 33b**) quanto durante dias ST (**Figura 34b**). O posicionamento deste padrão de escoamento varia em cada época do ano, localizado mais próximo do equador (aproximadamente na latitude de 15°S) durante JJA e mais afastado durante DJF.

Sobre algumas regiões do continente sul-americano, a intensidade do vento se torna máxima durante JJA e SON, e em alguns casos esse escoamento pode ser classificado como *Corrente de Jatos*. A presença das correntes de jatos podem interferir na instabilidade da atmosfera (CLIMANALISE, 1996), fornecendo suporte para o desenvolvimento de sistemas a partir da superfície, sendo também responsáveis pelo desenvolvimento e/ou intensificação da atividade convectivas sobre o Sul e Sudeste da AS. Os gradientes horizontais de T_{ar} costumam se concentrar, em algumas situações, sobre as regiões onde estão presentes os jatos de altos níveis (CAMARGO, 2004). Para a região onde se estabelece esta configuração na atmosfera, são denominadas zonas baroclínicas, em que são observadas tanto durante dias CT (**Figura 33b**) quanto em dias ST (**Figura 34b**).

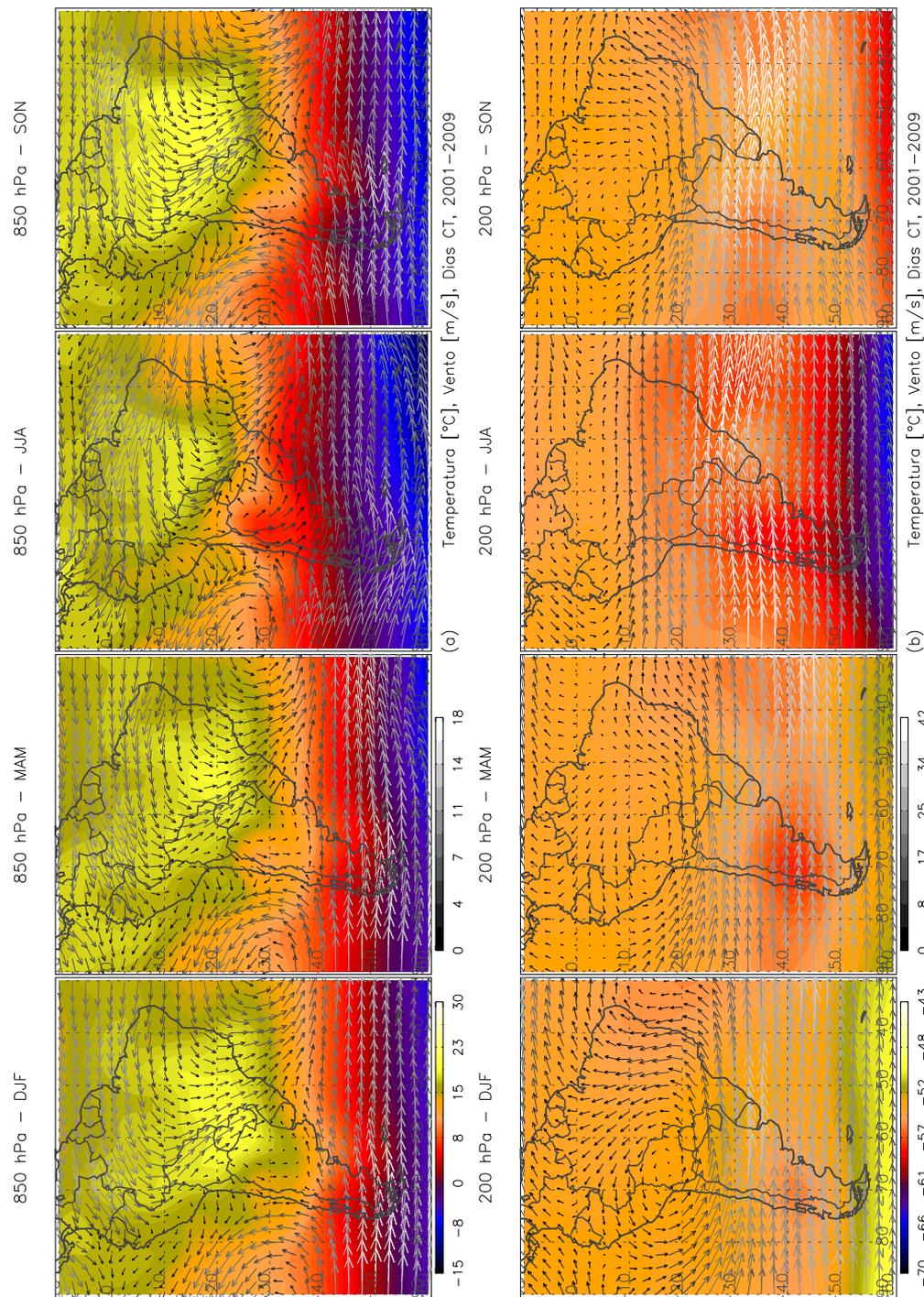


Figura 33: Composição dos campos de T_{ar} ($^{\circ}C$, sombreado), direção e intensidade do vento ($m s^{-1}$, vetor) dos dias CT, em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

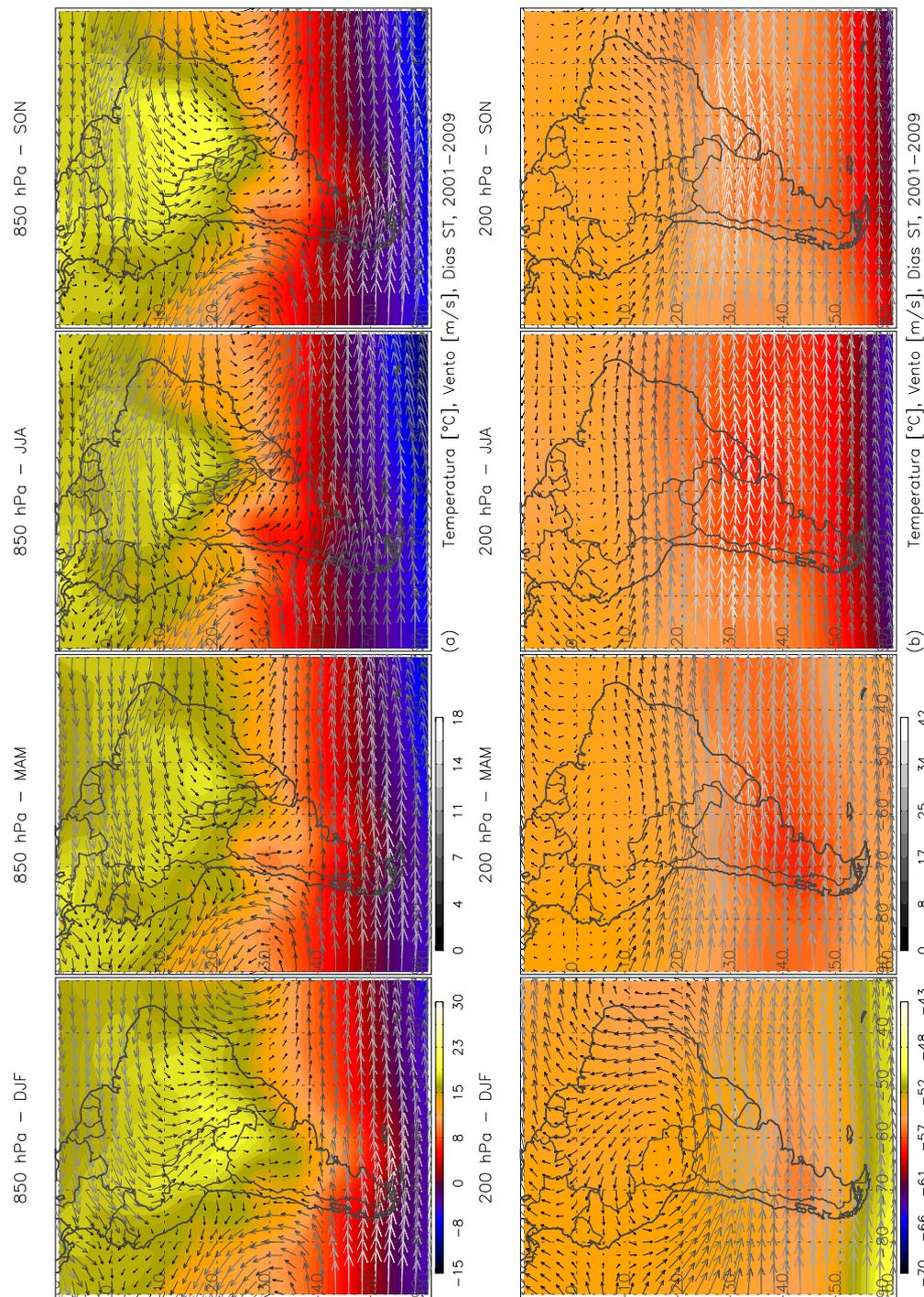


Figura 34: Composição dos campos de T_{ar} ($^{\circ}C$, sombreado), direção e intensidade do vento ($m s^{-1}$, vetor) dos dias ST, em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

De modo geral, observa-se uma intensificação do escoamento orientado de NW-SE, durante dias CT nos trimestres DJF, MAM e SON. Além deste escoamento, são observadas a presença de duas circulações localizadas entre este escoamento, uma anti-ciclônica a oeste do escoamento, e outra ciclônica a leste do escoamento, bastante característico de sistemas frontais. Esses resultados são similares com os apresentados por Morales et al. (2010) para os meses de verão. Porém vale ressaltar que as condições atmosféricas para a atuação de sistemas frontais estão diretamente relacionadas a cada época do ano (REBOITA et al., 2010), onde sobre a região Sudeste, Rodrigues et al. (2004) aponta que a atuação destes sistemas ocorrem com maior frequência durante SON.

A diferença entre dias CT e dias ST das composições dos campos de T_{ar} e vento estão realçadas na **Figura 35**. Destas diferenças, surgem regiões com temperaturas destacadas indicando o predomínio da variável durante os dias CT ou dias ST. Estas regiões são aqui nomeadas como *núcleos*, podendo apresentar temperaturas positivas (*núcleo positivo*) ou temperaturas negativas (*núcleo negativo*). Já o vetor vento, é resultante da diferença vetorial da composição do campo de vento.

Observa-se dois núcleos de T_{ar} em baixos níveis durante DJF, um núcleo positivo abrangendo parte da região Sudeste, Sul e região costeira do Brasil, e um núcleo negativo que abrange parte da região Sudeste da Argentina, caracterizado por um *dipolo* de temperatura. O núcleo positivo representa a ocorrência de maiores temperaturas sobre a região durante os dias CT, cerca de 2°C a 3°C mais quente em relação aos dias ST. Já o núcleo negativo indica a ocorrência de menores temperaturas sobre a região durante os dias CT, cerca de 2°C mais frio em relação aos dias ST (**Figura 35a**). Em altitude, sobre a região Sudeste do Brasil não apresenta grandes diferenças entre dias CT e dias ST nas composições de T_{ar} . Já a leste da Argentina observa-se um núcleo positivo sobre o oceano, cerca de 1°C a mais durante os dias CT em relação aos dias ST (**Figura 35b**).

Através da diferença das composições do vetor vento durante DJF em baixos níveis, observa-se uma resultante orientada de NW-SE, desde o leste da Bolívia, passando pelo Paraguai e chegando até o Sul e Sudeste do Brasil (**Figura 35a**). Este escoamento é intensificado devido a presença de duas circulações localizadas sobre o oceano Atlântico: (i) circulação anti-ciclônica próxima da costa sudeste do Brasil e (ii) circulação ciclônica a leste do Uruguai, concordando com Morales et al. (2010). A região entre as duas circulações é marcada por uma confluência dos ventos posicionada sobre o núcleo positivo, indicando uma possível advecção de temperatura. Das diferenças das composições de vento em altitude, surge uma região com escoamento ciclônico centrado a leste da

Argentina sobre o núcleo positivo (**Figura 35b**), e uma outra região com escoamento anti-ciclônico centrado ao sul do Brasil produzindo um fluxo intenso orientado de leste-oeste sobre a região Sudeste do Brasil, indicando ventos mais intensos em dias ST.

Em baixos níveis durante MAM, são observados dois núcleos positivos de T_{ar} sobre o continente, sendo um sobre a região Sudeste que se estende para a região costeira do Brasil, e outro sobre o Leste da Argentina que se estende para região central do Chile (**Figura 35a**). Estes núcleos positivos indicam registros de maiores temperaturas durante os dias CT em relação a dias ST. Já em altitude, destaca-se um núcleo positivo de T_{ar} sobre o Uruguai e região Sul do Brasil (**Figura 35b**), indicando registros de maiores temperaturas durante dias CT.

Do vetor resultante da diferença das composições do vento durante MAM em baixos níveis, surge uma região de confluência sobre a região costeira do Sudeste do Brasil, supostamente intensificada pela presença de duas circulações, uma ciclônica centrada sobre o Sul do Brasil e outra anti-ciclônica centrada no oceano Atlântico (**Figura 35a**). A região de confluência coincide com o núcleo positivo na região Sudeste e costeira do Brasil. Através da diferença do vetor vento em altos níveis, resulta em um escoamento anti-ciclônico sobre o oceano Atlântico, influenciando e intensificando o fluxo orientado de leste-oeste que adentra a região Sudeste do Brasil. Este escoamento direcionado para o região Sudeste do Brasil indica a ocorrência de ventos menos intensos em dias CT em relação aos dias ST (**Figura 35b**).

Três núcleos de T_{ar} são observados durante JJA em baixos níveis, dois deles positivos e um negativo. Um dos núcleos positivo está posicionado sobre o oceano Pacífico a oeste do Chile, e os outros dois (um positivo e outro negativo) estão posicionados sobre o continente da AS em forma de dipolo, onde o núcleo positivo está centrado sobre a região Sul do Estado de São Paulo e o núcleo negativo no Uruguai e Sul do Brasil. A presença do núcleo negativo deste dipolo indica a ocorrência de temperaturas menores em dias CT, aproximadamente 3°C a menos sobre a região, já o núcleo positivo indica a ocorrência de maiores temperaturas durante dias CT em relação a dias ST, cerca de 2°C a mais sobre a região (**Figura 35a**). Ao redor deste dipolo observa-se um gradiente de T_{ar} relativamente intenso, podendo propiciar a formação ou intensificação de sistemas (PEIXOTO; OORT, 1992). Já em altitude, observa-se um núcleo positivo de T_{ar} cobrindo o Uruguai, Sul do Brasil e regiões costeiras, além de dois núcleos negativo, sendo um no Sul da Argentina e outro no oceano Atlântico Sul a leste do Sul da Argentina (**Figura 35b**).

Durante JJA, observa-se uma confluência do vento sobre os dois núcleos em baixos níveis (o núcleo positivo sobre São Paulo e o núcleo negativo cobrindo o Sul do Brasil e Uruguai), oriundo da resultante do vetor da diferença das composições de vento (**Figura 35a**). Sobre este escoamento forma-se uma circulação ciclônica conectando as regiões sobre os dois núcleos (o positivo e o negativo). Em altos níveis observa-se um escoamento orientado de NW-SE que é intensificado através da presença de uma circulação ciclônica sobre o núcleo positivo, cobrindo o Uruguai e região Sul do Brasil (**Figura 35b**).

Em baixos níveis são observados dois núcleos T_{ar} durante SON, sendo um núcleo positivo e outro negativo. O núcleo negativo está posicionado sobre o sul da Argentina indicando menores temperaturas durante dias CT. Já o núcleo positivo localiza-se sobre parte da costa do Sudeste e Sul do Brasil indicando registros de maiores temperaturas durante os dias CT em relação aos dias ST (**Figura 35a**). Em níveis mais altos observa-se temperaturas mais altas sobre o oceano Atlântico Sul e parte do sul da Argentina, cerca de 3°C a mais durante os dias CT, em relação aos dias ST (**Figura 35b**).

Durante SON em baixos níveis, observa-se um escoamento orientado de NW-SE convergindo para a região costeira Sul e Sudeste do Brasil. A localização desta região de confluência coincide com o núcleo positivo observado sobre a região costeira Sul e Sudeste do Brasil. Da resultante do vetor vento, é observada a intensificação deste escoamento orientado de NW-SE, em que pode estar relacionada com a presença de duas circulações no oceano Atlântico Sul, sendo uma ciclônica a leste da Argentina, e outra anti-ciclônica a leste do Sul do Brasil (**Figura 35a**). Já em altos níveis, a resultante do vento se apresenta orientada de SE-NW, sobre a região Sudeste do Brasil, em que é oriunda de uma circulação anti-ciclônica a leste da região Sul do Brasil (**Figura 35b**).

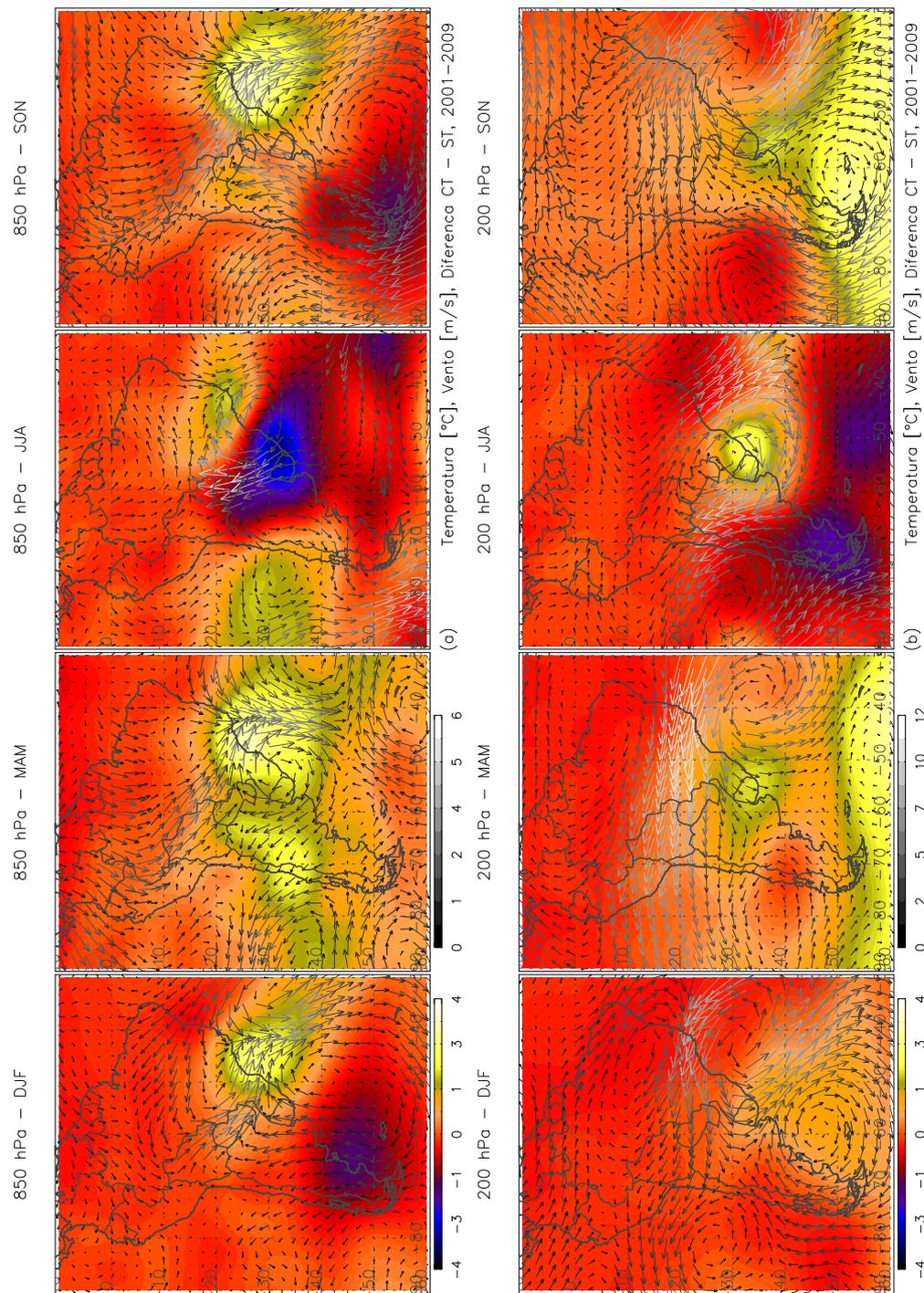


Figura 35: Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de T_{ar} ($^{\circ}\text{C}$, sombreado), direção e intensidade do vento (m s^{-1} , vector), em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

De forma geral, acima do núcleo positivo em baixos níveis, há uma região fria em altos níveis, podendo ser uma resposta do movimento ascendente que resfria adiabaticamente a coluna vertical. Também são observados em baixos níveis, maiores temperaturas sobre a região Sul e Sudeste do Brasil, durante os dias CT em todo o ano. O sul da região Sudeste do Brasil coincide com uma das regiões em que Reboita (2008) identifica como uma região com atividade ciclogênica. Alguns trimestres apresentaram núcleos positivos de forma mais expandida, abrangendo uma área maior (por exemplo, durante SON) em relação a outros (por exemplo, durante JJA). A presença de núcleos negativo também são observadas, porém apenas durante DJF, JJA e SON. Observa-se que a intensidade, o tamanho da área, a localidade, entre outros fatores, são extremamente sensíveis a sazonalidade.

5.2 DIVERGÊNCIA HORIZONTAL

As **Figuras 36** e **37** mostram regiões que apresentam fluxos verticais (movimentos ascendentes ou descendentes) de massa de ar na atmosfera sobre a AS, através das composições de dias CT e ST, respectivamente, dos campos de divergência horizontal do vento.

Em em baixos níveis, observa-se durante todo o ano regiões com predomínio de convergência de massa de ar sobre uma área extensa do continente brasileiro, indicando possíveis áreas com movimentos ascendentes. Estas regiões estão compreendidas desde a região amazônica até o Sudeste do Brasil incluindo a região oceânica, com orientação noroeste-sudeste. A convergência observada apresenta variações no seu posicionamento e na intensidade, mostrando-se bastante dependente da sazonalidade e da ocorrência de eventos de tempestade. Sobre o Sudeste do Brasil incluindo a cidade de São Paulo, observa-se convergência de massa de ar (**Figura 36a**) durante os dias CT, provavelmente devido a desaceleração do vento em superfície. Já em dias ST sobre esta mesma região, observa-se divergência de massa de ar (**Figura 37a**) revelando uma possível aceleração do vento, e por conservação de massa, desfavorecendo a formação de nuvens.

Durante todo o ano em baixos níveis, observa-se à leste da Cordilheira dos Andes uma região de divergência de massa de ar, estendendo-se desde o Sudeste do Peru até o Uruguai e Sul do Brasil, coincidindo com um escoamento intenso dos ventos de noroeste sobre esta mesma região. O escoamento do vento pode sofrer influência da divergência horizontal do vento, porém pode ser ainda mais intensificado devido aos gradientes de temperatura do ar presentes em superfície, incluindo a região Sul e Sudeste do Brasil

(**Figura 33a** e **Figura 34a**). A divergência sobre esta região sofre variações sazonais, apresentando-se mais intensa durante os meses de primavera e menos intensa durante os meses de outono, observadas tanto durante dias CT (**Figura 36a**) quanto durante dias ST (**Figuras 37a**).

Em altitude observa-se convergência de massa sobre parte da região Sul e Sudeste do Brasil, centrada aproximadamente em 45°W e 30°S durante todo o ano, apresentando variações de intensidade e posicionamento ao longo das estações do ano. Esta área de convergência esta localizada entre regiões que apresentam divergência, mostrando-se mais intensas durante os meses de primavera e verão, tanto durante dias CT (**Figura 36b**) quanto durante dias ST (**Figura 37b**).

A partir dos mapas de baixos e altos níveis, observa-se regiões limítrofes entre áreas de convergência e divergência de massas de ar, que por sua vez não estão posicionadas de forma sobrepostas, indicando haver uma estrutura baroclínica que favorece o movimento ascendente e conseqüentemente o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas. Esta configuração é observada sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil durante dias CT (**Figura 36a**), incluindo a cidade de São Paulo. Já durante dias ST (**Figura 37a**), a atmosfera configura-se mais estável devido apresentar divergência em superfície e convergência em altitude, durante todo o ano sobre a cidade de São Paulo.

Sobre o nordeste brasileiro existe um predomínio de divergência horizontal, observado em altos níveis durante dias CT (**Figura 36b**) e dias ST (**Figura 37b**), corroborado com os resultados apresentados nas composições de vento durante dias CT (**Figura 33b**) e dias ST (**Figura 34b**), onde o cavado aparece bem configurado sobre a região durante os meses de verão, outono e primavera. A leste do cavado, normalmente observa-se movimentos ascendentes a partir da superfície, devido a presença de divergência horizontal em altos níveis (LEMES; MOURA, 2002).

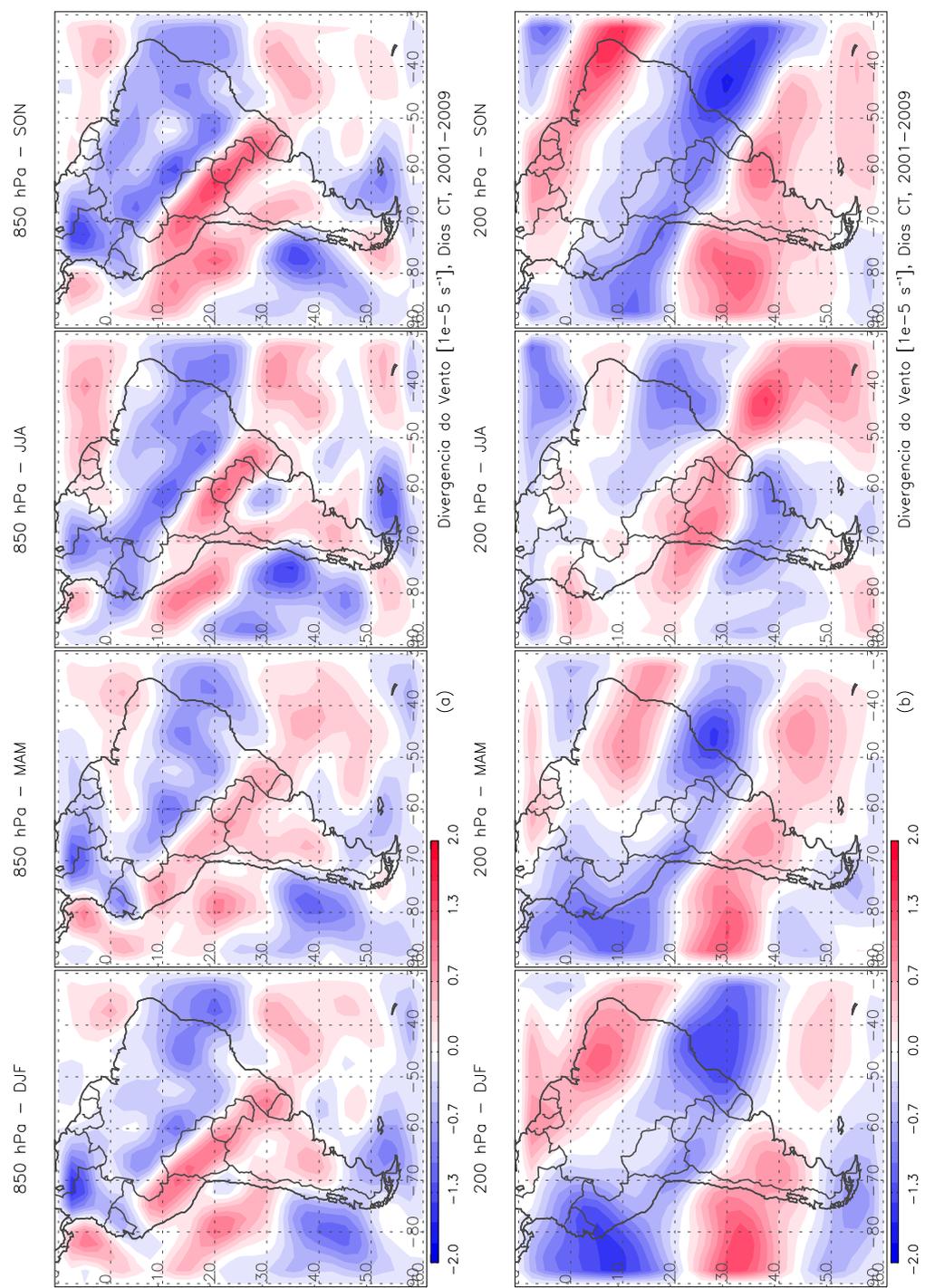


Figura 36: Composição dos campos de divergência horizontal do vento dos dias CT em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

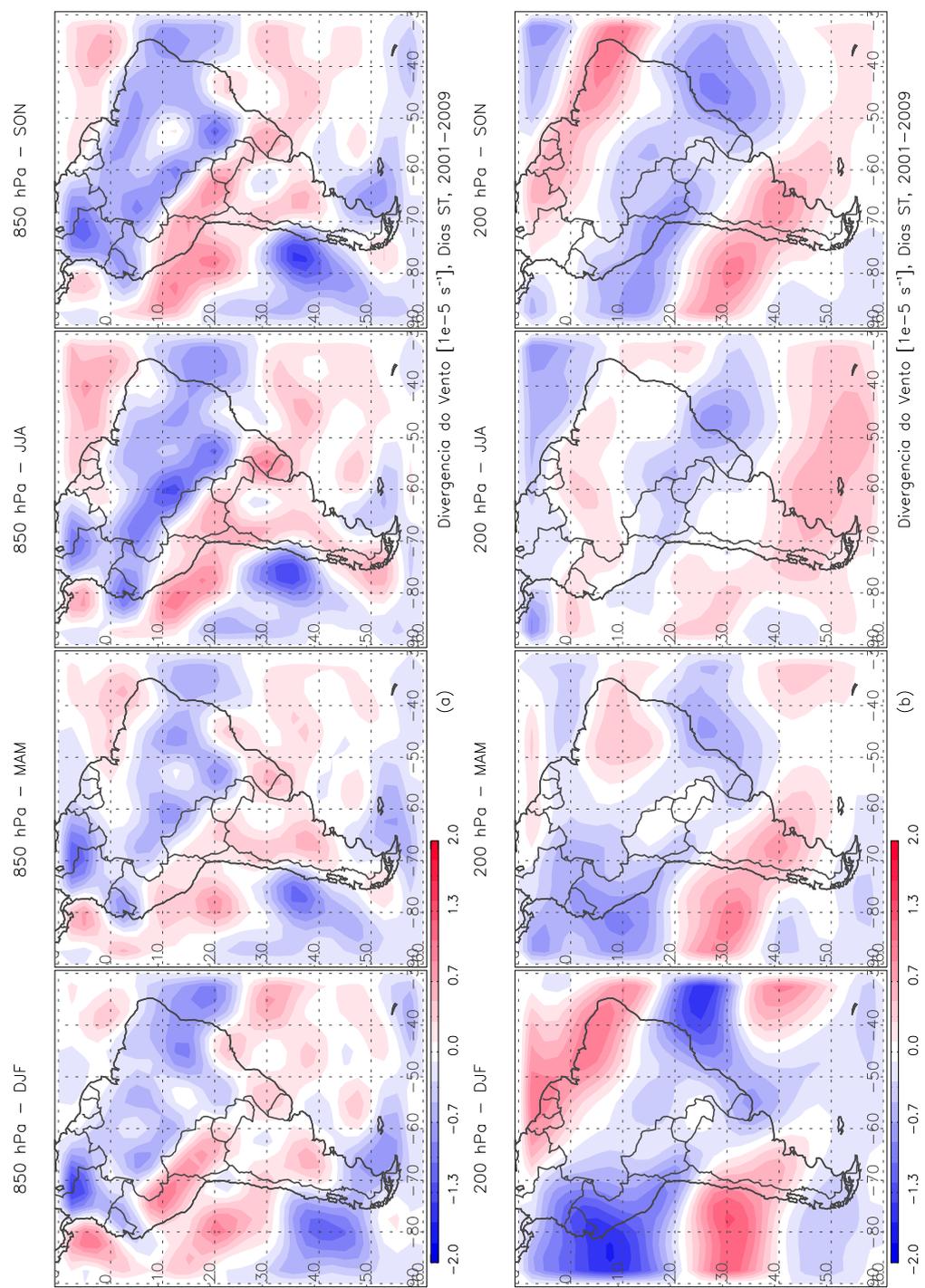


Figura 37: Composição dos campos de divergência horizontal do vento dos dias ST (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

A diferença entre os dias CT e dias ST das composições dos campos de divergência horizontal do vento, revela que durante todo o ano em baixos níveis há um predomínio maior de convergência durante os dias CT sobre o Sudeste do Brasil, incluindo a cidade de São Paulo (**Figura 38a**). Esta convergência de massa sobre o Sudeste do Brasil apresenta-se mais evidenciada durante os meses de verão seguido pelo outono, indicando o favorecimento de movimentos ascendentes e desenvolvimento de tempestades durante esta época do ano sobre esta região.

Além desta região de convergência de massa sobre o Sudeste do Brasil, também é observada convergência de massa em uma região vizinha, sobre o centro-oeste do Brasil divisa com a Bolívia (**Figura 38a**). Durante dias CT é observada maior convergência sobre esta região em relação aos dias ST, durante os meses de verão e primavera, contudo durante os meses de inverno esta divergência praticamente desaparece.

Na alta troposfera durante dias CT, observa-se regiões com predomínio de convergência sobre o Sul e Sudeste de Brasil, durante os meses de verão, outono e primavera. Já durante os meses de inverno esta convergência aparece deslocada mais ao norte, posicionando-se sobre a região Sudeste e Nordeste do Brasil, além de apresentar divergência sobre o Sul do Brasil (**Figura 38b**).

Nota-se que as regiões que apresentam convergência em baixos níveis (**Figura 38a**) não estão sobrepostas as regiões que apresentam divergência em altitude (**Figura 38b**), indicando ser candidatas a zonas baroclínicas, que estão mais evidenciadas durante eventos de tempestades.

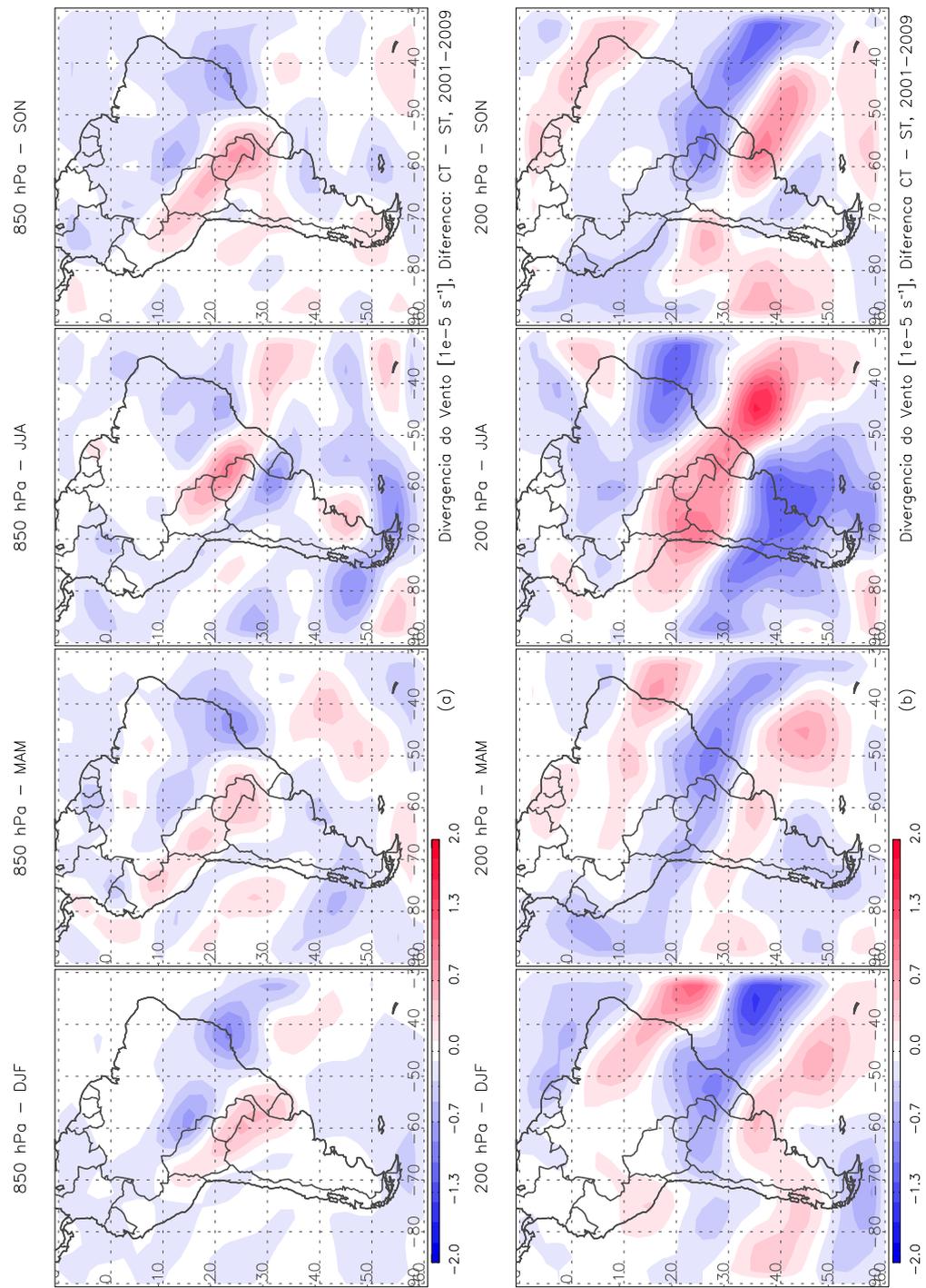


Figura 38: Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de divergência horizontal do vento (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

5.3 VORTICIDADE RELATIVA

Nas **Figuras 39** e **40** estão representadas as regiões que apresentam movimentos ciclônicos (valores negativos) e anti-ciclônicos (valores positivos) sobre a AS, representados através das composições de vorticidade relativa em baixos e altos níveis, referente aos dias CT e ST para cada estação do ano.

Durante dias CT e ST, observa-se sobre a AS em baixos níveis a presença de regiões que apresentam vorticidade ciclônica e anti-ciclônica, destacando-se a região de estudo, a cidade de São Paulo, que apresenta vorticidade ciclônica durante todo o ano, com exceção do outono e inverno durante dias ST. Além da região Sudeste, também são observadas outras regiões com vorticidade ciclônica, como a região que engloba o norte do Peru, o Acre e o leste da Amazônia, uma outra sobre a região central do Chile estendida para o oceano Pacífico, e outra sobre o oceano Atlântico Sul à leste do Uruguai.

Durante o inverno, a região de vorticidade ciclônica que engloba o norte do Peru, Acre e leste da Amazônia apresenta-se estendida para Bolívia, Paraguai, chegando na região Sudeste do Brasil, incluindo a cidade de São paulo, passando a apresentar orientação NW-SE e sendo identificada como uma possível região frontal. Do Sul do Peru até o Norte da Argentina observa-se uma região que apresenta vorticidade anti-ciclônica. A orientação no eixo NW-SE é limitada por duas regiões que apresentam vorticidade ciclônica, tanto em dias CT quanto durante os dias ST (Figura 39).

Em altos níveis, observa-se uma extensa faixa de vorticidade ciclônica cruzando o continente da AS, estendendo-se desde o oceano Pacífico, passando pelo norte do Chile, Paraguai, Sul/Sudeste do Brasil e oceano Atlântico (Figuras 39b e 40b). Na primavera e verão sobre a região Sudeste do Brasil, a região de vorticidade ciclônica apresenta-se mais intensa em relação as outras estações do ano. Durante os meses de inverno, esta faixa de vorticidade ciclônica apresenta-se mais extensa e deslocada mais ao norte, sugerindo acompanhar a ZCIT.

Sobre a região Sudeste do Brasil observa-se convergência de massa em baixos níveis, tanto durante os dias CT (Figura 36a) quanto nos dias (Figura 37a). Sobre esta mesma região observa-se divergência em altos níveis (Figuras 36b e 37b), promovendo o aumento na vorticidade ciclônica em superfície (Figuras 39a e 40a) o que pode resultar em movimentos ascendentes do ar e ciclogênese (AHRENS, 2007).

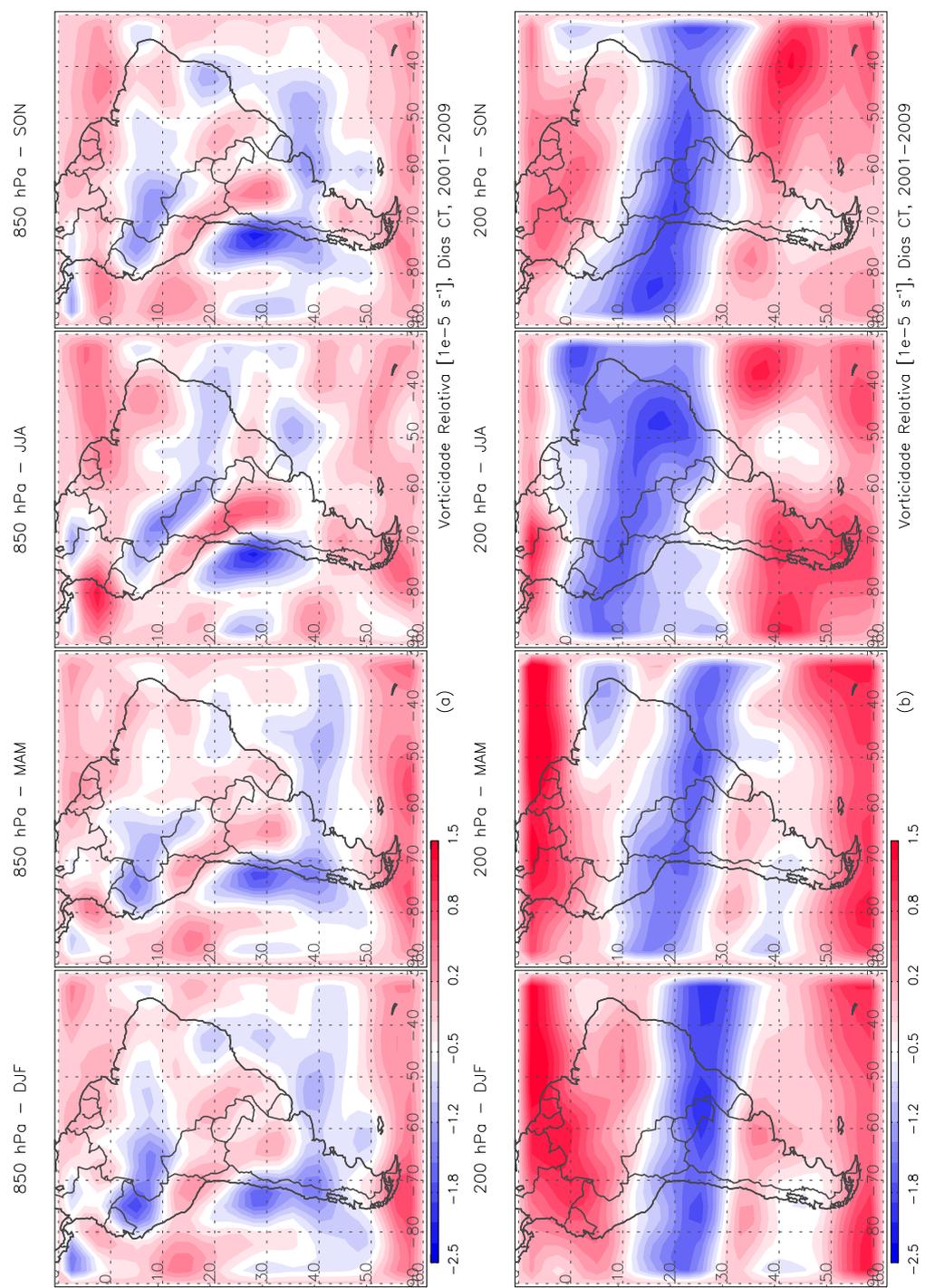


Figura 39: Composição dos campos de vorticidade relativa dos dias CT em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

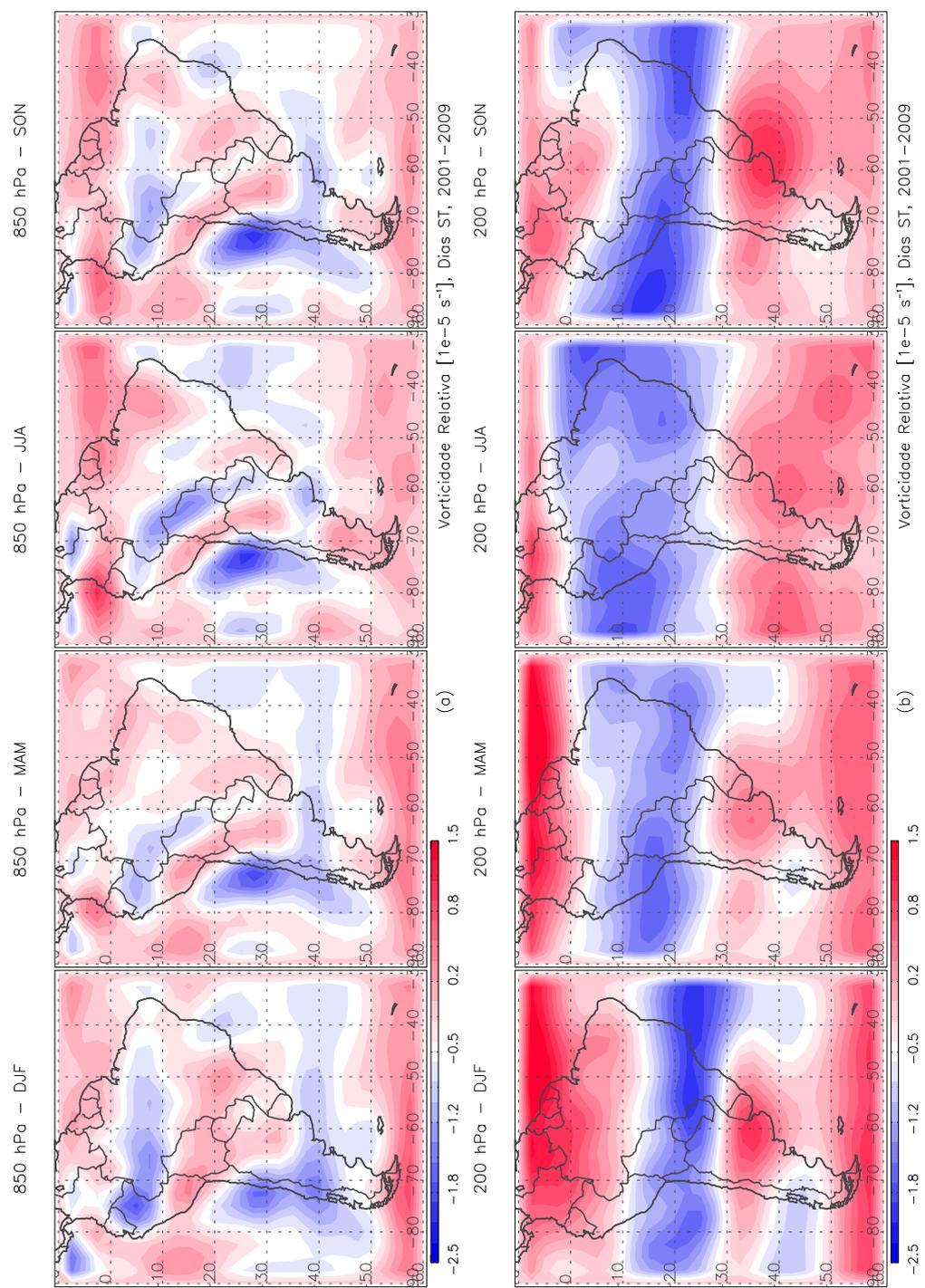


Figura 40: Composição dos campos de vorticidade relativa dos dias ST (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

A partir da diferença entre as composições de vorticidade relativa em baixos níveis, observa-se sobre o Sudeste do Brasil a presença de um núcleo de vorticidade ciclônica (Figura 41a), localizado em aproximadamente 20°S e 48°W, indicando maior frequência de ocorrência deste fenômeno durante dias CT. Este núcleo de vorticidade ciclônica é observada em todas as estações do ano, no entanto esta vorticidade ciclônica apresenta-se mais intensa durante os meses de verão, podendo estar associada com: (a) a convergência de massa de ar em baixos níveis (Figura 38a), (b) um núcleo quente de temperatura e (c) uma zona de cisalhamento horizontal do vento (Figura 35a) que são representativos de sistemas frontais.

Sobre esta mesma região em altitude observa-se a presença de vorticidade anti-ciclônica durante as estações de verão, outono e primavera (Figura 41b), indicando a maior frequência de ocorrência deste fenômeno durante dias CT. A vorticidade anti-ciclônica presente sobre o Sudeste do Brasil pode estar associada com a divergência de massa em altos níveis conforme apresentado na Figura 38b, devido ao movimento ascendente observado em tempestades.

Através da superposição da diferença entre as composições de vorticidade relativa em baixos e altos níveis, pode-se observar a presença de uma estrutura baroclínica sobre a região Sudeste do Brasil praticamente durante todo o ano, o que favorece o movimento ascendente e conseqüentemente o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas. Este resultado indica que as tempestades sobre esta região estão associadas, a condições de escala sinótica, concordando com resultados obtidos por Morales et al. (2010) durante os meses de verão.

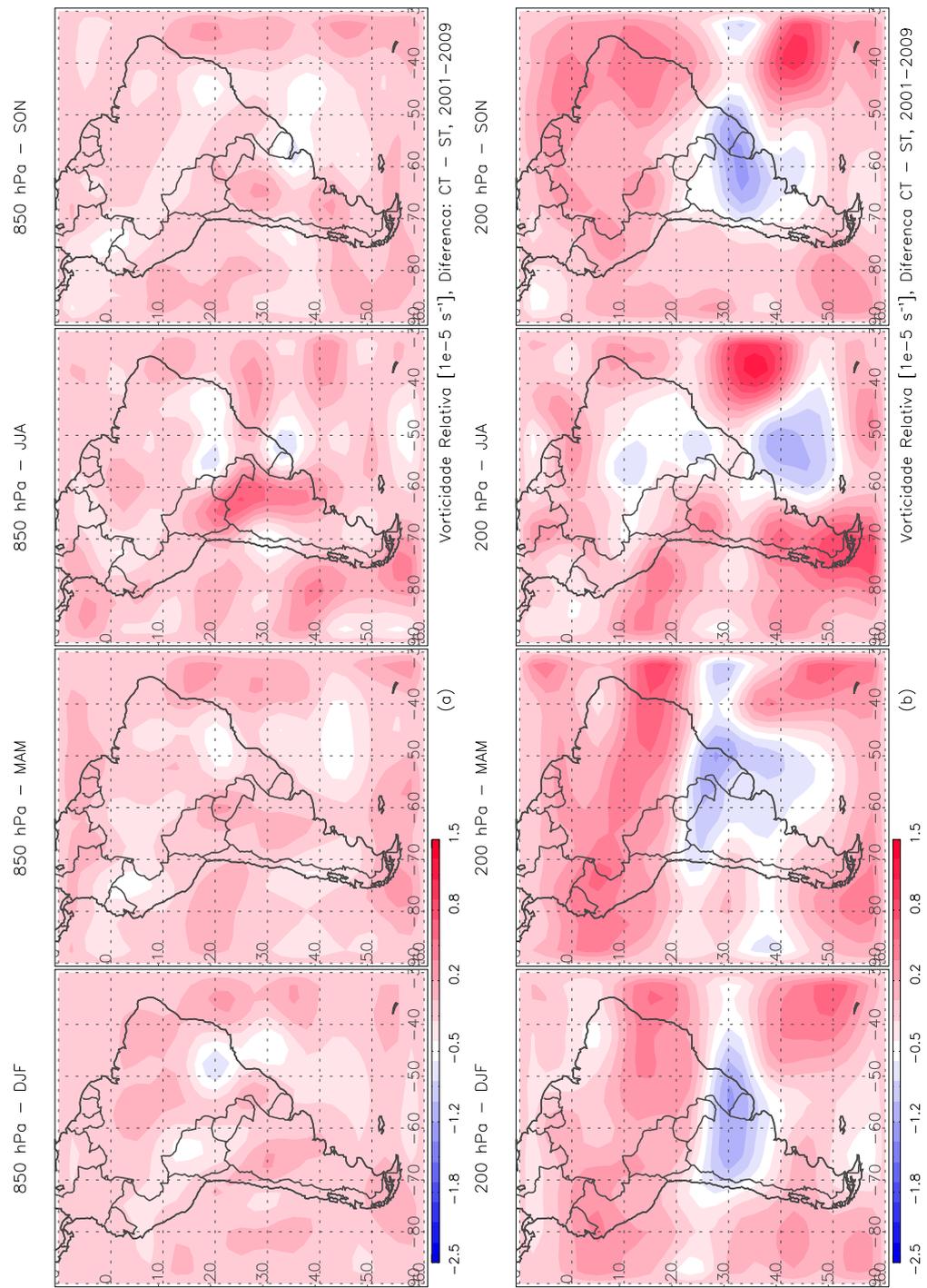


Figura 41: Diferença entre os dias CT e ST das composições dos campos de vorticidade relativa (s^{-1}) em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON.

6 PERFIS VERTICAIS

Neste capítulo são apresentados os perfis médios verticais de temperatura do ar (Seção 6.1), vento (Seção 6.2), temperatura potencial equivalente (Seção 6.3) e da razão de mistura (Seção 6.4) para os dias CT e ST em função de cada estação do ano.

6.1 TEMPERATURA DO AR

O perfil vertical médio da temperatura do ar está representado na Figura 42, para as estações do verão (Figura 42a), outono (Figura 42b), inverno (Figura 42c) e primavera (Figura 42d). Além disso, a diferença entre os perfis verticais de temperatura entre dias CT e ST pode ser visto na Figura 43. No trimestre DJF (Figura 42a) tem que próximo da superfície as temperaturas médias são de $24,4^{\circ}\text{C}$ em dias CT e de $22,8^{\circ}\text{C}$ em dias ST.

Estas diferenças de temperaturas mais quentes ($1,6-2,0^{\circ}\text{C}$) em dias CT vai desde a superfície até o nível de 700 hPa e tem significância estatística ao nível de 99%. Já entre os níveis de 700-200 hPa esta diferença é quase que nula, e acima deste nível os dias ST são em média $0,92^{\circ}\text{C}$ mais quentes e apresenta significância estatística ao nível de 99%.

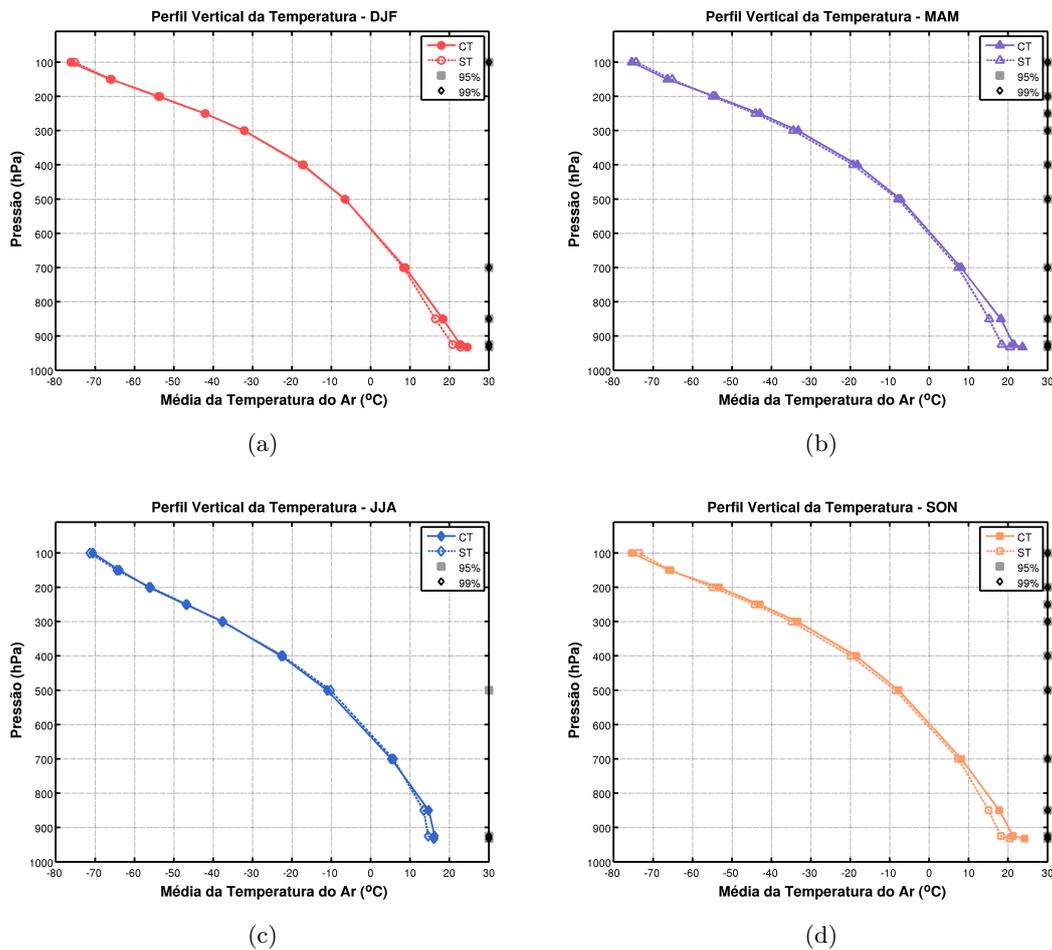


Figura 42: Perfil vertical da temperatura da atmosfera, oriundo de radiossondagem para os trimestres DJF (42a), MAM (42b), JJA (42c) e SON (42d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), com o teste t Studente para os níveis de 95% (■) e de 99% (◆) de significância estatística.

No trimestre MAM (Figura 42b) a temperatura é em média média na superfície é de 23,3°C em dias CT e de 20,5°C em dias ST. Em geral os dias CT apresentam uma atmosfera mais quente que os dias ST e estas diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 99%. Em dias CT, desde a superfície até o nível de pressão 850hPa, a diferença é em média 3,6°C mais quente, e na média troposfera é até 1°C mais quente.

No trimestre JJA (Figura 42c), a temperatura da atmosfera em baixos níveis é de 16,2°C em dias CT e 14,6°C em dias ST. As diferenças em baixos níveis (entre 1,2°C e 1,6°C) são estatisticamente significativas apenas aos níveis de 932hPa e 925hPa. A atmosfera

nesta época do ano é mais quente em dias CT do que em dias ST, desde a superfície até o nível de 700hPa, e mais fria de 700hPa até 200hPa (cerca de 0,5°C).

No trimestre SON (Figura 42d) a atmosfera é mais quente em dias CT desde a superfície até o nível de 200hPa, e de 200hPa até 100hPa é mais fria em dias CT em relação aos dias ST. Todos os níveis apresentam diferenças à um nível de significância estatística de 99%, sendo que até 850hPa a diferença é em média de 2,7°C até 3,7°C mais quente, e na média troposfera essa diferença chega à 1,5°C.

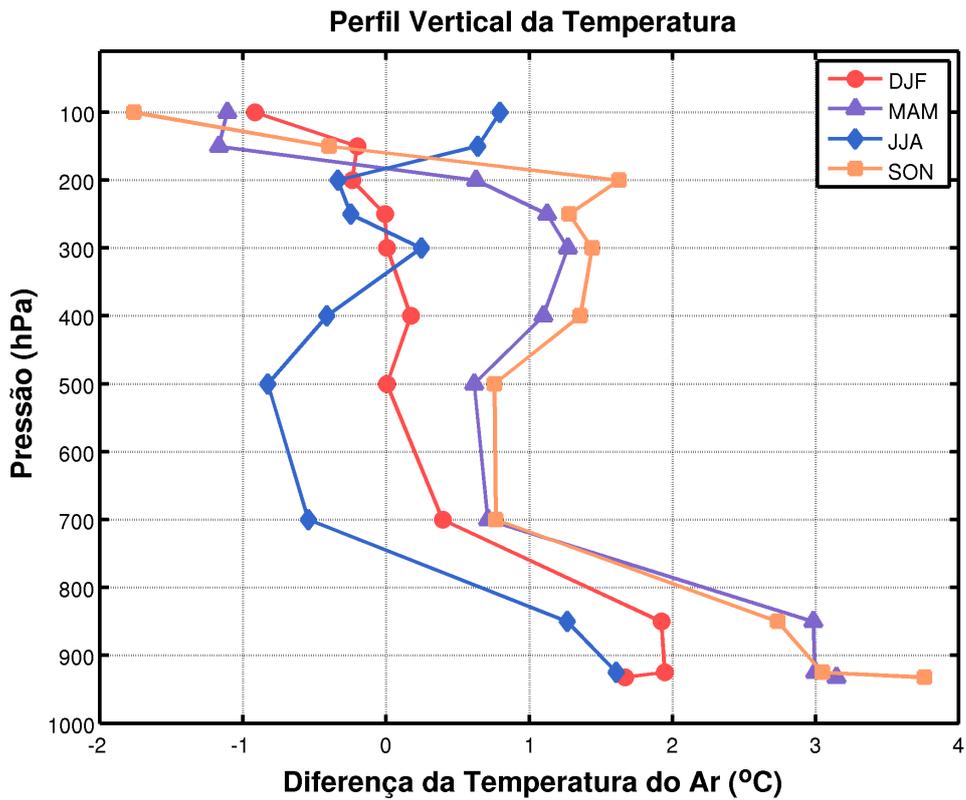


Figura 43: Diferença da temperatura da atmosfera entre os dias CT e ST para todas as estações do ano.

A Figura 43 mostra que as estações de transição apresentam maiores diferenças de temperatura entre dias CT e ST, seguida pela estação do verão e por fim a estação do inverno.

6.2 VENTO

O comportamento médio do vento na vertical representado pela direção e intensidade do vento está ilustrado na Figura 44 para dias CT e ST, para o verão (Figura 44a), outono (Figura 44b), inverno (Figura 44c) e primavera (Figura 44d).

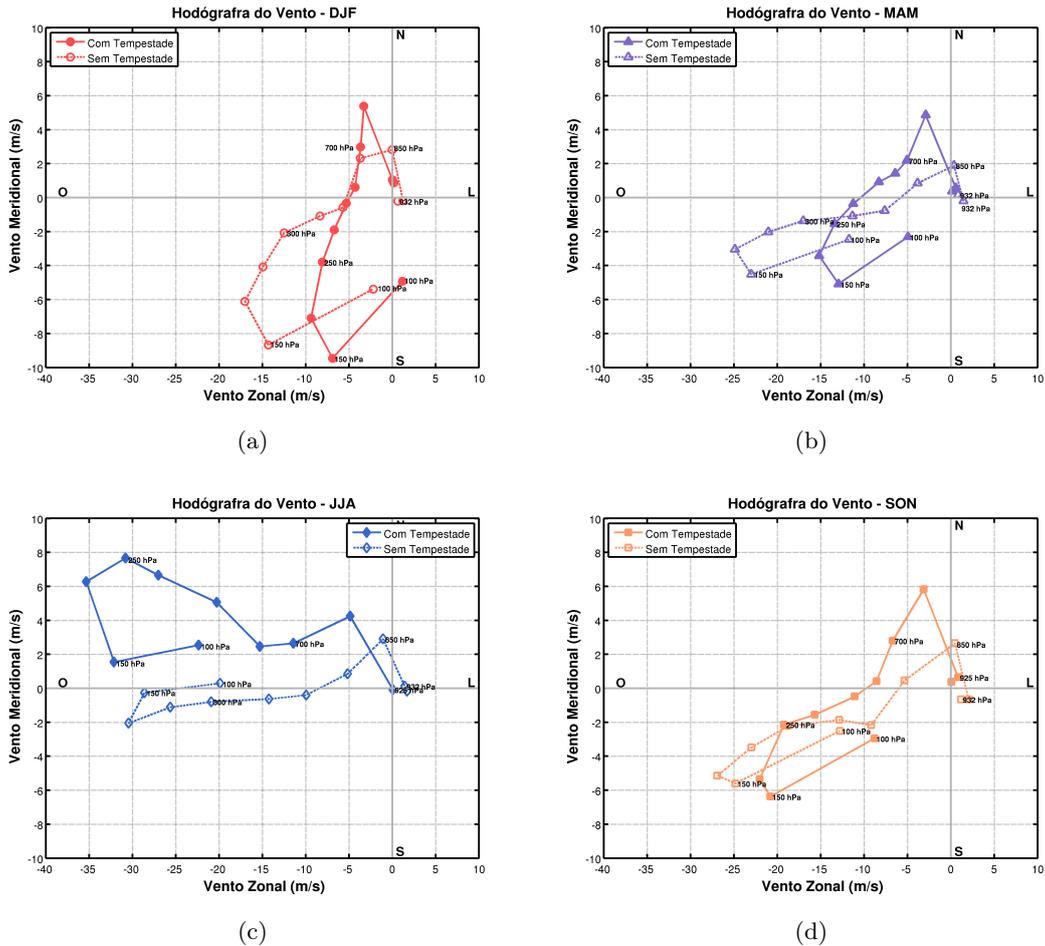


Figura 44: Médias horárias da intensidade do vento para o trimestre DJF (44a), MAM (44b), JJA (44c) e SON (44d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).

De uma forma geral, independente das condições de tempo e época do ano, o vento em baixos níveis é predominantemente de quadrante norte (Figura 44). Ao longo da coluna vertical observa-se variações no comportamento do vento, como intensidade e direção de propagação.

Para o trimestre DJF em dias CT (Figura 44a), o vento sopra de norte na superfície mas logo passa a soprar de noroeste, e permanece assim até o nível de 500hPa. Acima do nível de 700hPa o vento sopra predominantemente de sudoeste, passando para sudeste apenas no nível de 100hPa. Já em dias ST o vento em superfície sopra praticamente de leste, muda para norte no nível de 850hPa, e até o nível de 700hPa o vento sopra de noroeste. A partir do nível de 500hPa o vento muda para sudoeste e se mantém assim até o nível de 100hPa. O teste t Student aplicado para a diferença do vento zonal e meridional entre os dias CT e ST, indica 99% de significância estatística entre os níveis de 925hPa e 850hPa e apenas para o vento zonal entre os níveis de 400hPa e 100hPa.

Para o trimestre MAM em dias CT (Figura 44b), o vento sopra de nordeste na superfície, e entre os níveis de 850hPa até 400hPa permanece soprando de noroeste, e entre 300hPa e 100hPa o vento sopra de sudoeste. Já em dias ST o vento sopra de leste na superfície, de nordeste em 850hPa, de noroeste em 700hPa e de 500hPa até 100hPa o vento sopra de sudoeste. O teste t Student para a diferença do vento zonal e meridional entre os dias CT e ST obtêm-se índice de 99% de significância estatística entre os níveis de 932hPa e 850hPa e também para o nível de 400hPa.

No trimestre JJA o comportamento do vento em superfície em dias CT é semelhante com os dias ST (Figura 44c), pois em média sopram de leste. No entanto a partir do nível de 850hPa até 100hPa o vento sopra predominantemente de noroeste em dias CT, já em dias ST entre os níveis de 850hPa e 700hPa o vento também sopra de noroeste mas muda para sudoeste a partir do nível de 500hPa, retornando para noroeste no nível de 100hPa. Aplicando o teste t Student obteve-se 99% de significância para apenas o nível de 400hPa.

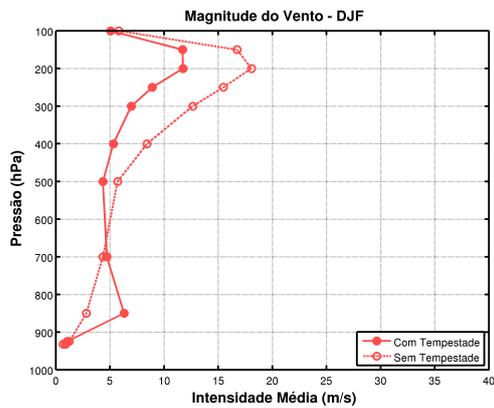
No trimestre MAM em dias CT (Figura 44d), o vento em superfície sopra praticamente de norte e a partir do nível de 850hPa até o nível de 500hPa o vento sopra de noroeste, mudando para sudoeste entre os níveis de 400hPa até 100hPa. Já em dias ST o vento em superfície é proveniente de sudeste e leste, e em 850hPa o vento muda para nordeste, em 700hPa passa a soprar de nordeste, mas a partir de 500hPa o vento é predominantemente de sudoeste até o nível de 100hPa.

O teste t-Student revela diferenças estatisticamente significativas ao nível de 99% somente nos níveis de 925hPa e 950hPa e de 400hPa.

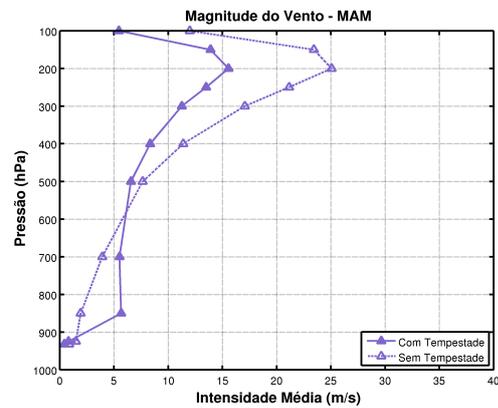
A intensidade (ou magnitude) do vento pode ver vista na Figura 45 para os dias CT e ST na estação do verão (Figura 45a), outono (Figura 45b), inverno (Figura 45c) e primavera (Figura 45d).

Tabela 4: Teste t Student para a diferença do vento zonal (u) e meridional (v) entre dias CT e ST, para os níveis de significância estatística de 95% e 99%.

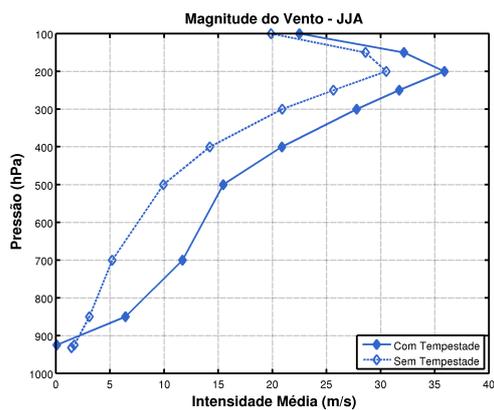
Níveis	DJF				MAM				JJA				SON			
	u		v		u		v		u		v		u		v	
	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%
100																
150																
200																
250																
300																
400																
500																
700																
850																
925																
932																



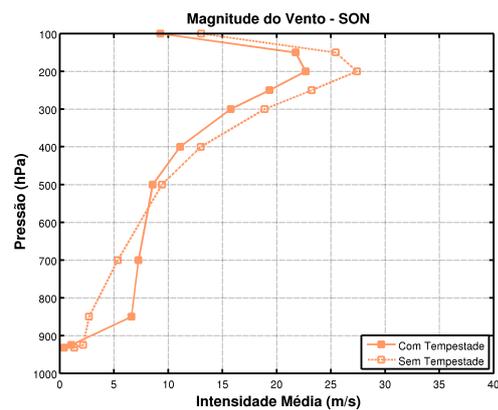
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 45: Magnitude média do vento em dias CT (linha contínua) e dias ST (linha tracejada) para o trimestre DJF (45a), MAM (45b), JJA (45c) e SON (45d).

Observa-se que a intensidade do vento em superfície, independente das condições de tempo e época do ano, é menos intenso e aumenta para níveis mais altos.

Independente da época do ano, o vento em média em dias ST se apresenta mais intenso em relação aos dias CT nos níveis mais baixos (932 e 925hPa). Mas ao passo que o nível de pressão diminui, aumenta a altura em relação à superfície e o vento passa a ser mais intenso em dias CT, onde no verão (Figura 45a) este nível se estende até 700hPa, no outono (Figura 45b) até o nível de 600hPa e na primavera (Figura 45d) até aproximadamente 550hPa, e no inverno se estende sobre toda a coluna atmosférica.

6.3 TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE

Afim de avaliar a estabilidade condicional da atmosfera local, calcula-se $\frac{\partial \theta_e}{\partial z}$. A Figura 46 ilustra o perfil vertical da temperatura potencial equivalente para o verão (Figura 46a), outono (Figura 46b), inverno (Figura 46c) e primavera (Figura 46d).

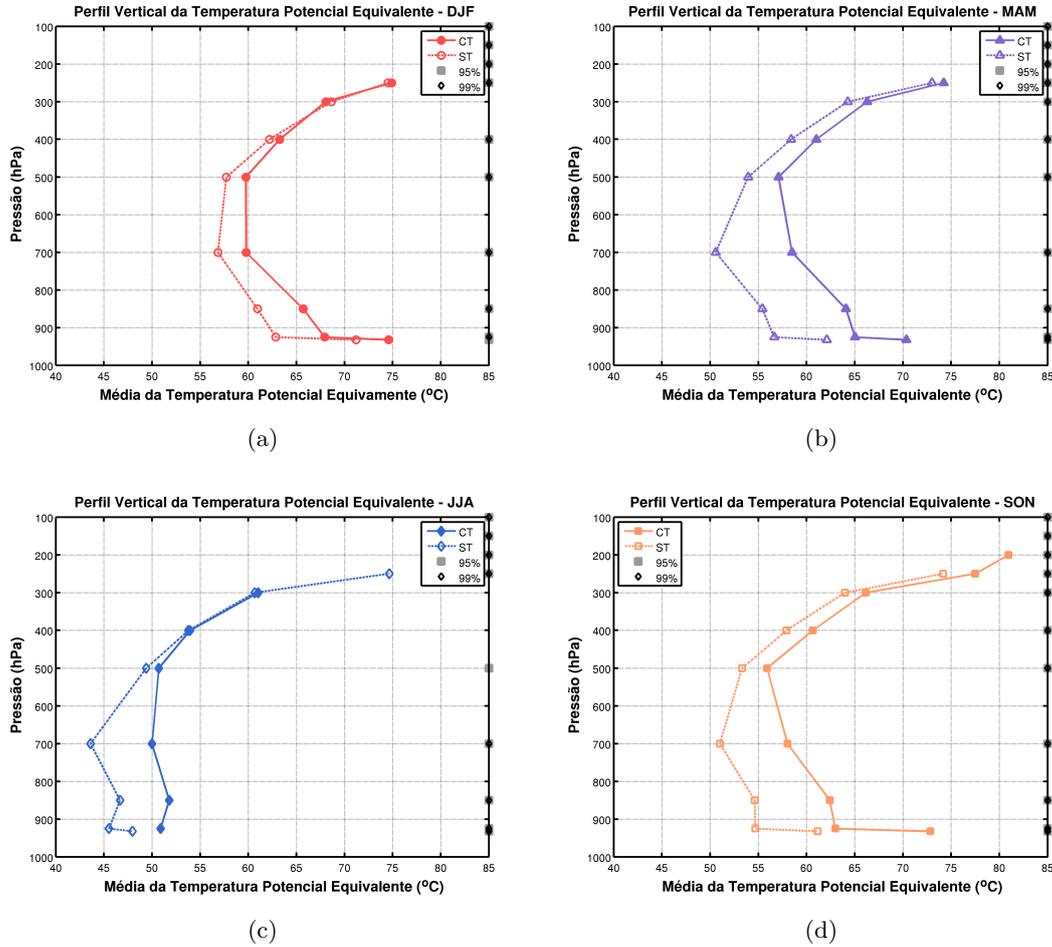


Figura 46: Perfil vertical da temperatura potencial equivalente para (46a) o DJF, (46b) MAM, (46c) JJA e (46d) SON para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada).

Para o trimestre DJF (Figura 46a) observa-se que entre os níveis de pressão 925hPa e 400hPa que os dias CT são mais quentes e úmidos do que os dias ST, variando de 3°C à 5°C. Analisando a estabilidade da camada, observa-se que até o nível de pressão de 700hPa corresponde à $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ para dos dias CT e ST, implicando em uma camada convectivamente instável. Entre 500hPa e 700hPa a diferença é aproximadamente zero em dias CT, passando à condição de convectivamente neutra e entre 500hPa e 250hPa observa-se $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$ implicando na condição convectivamente estável. Já em dias ST a camada passa a ser convectivamente estável a partir do nível de pressão de 700hPa.

Para o trimestre MAM (Figura 46b), desde a superfície até o nível de 500hPa a camada atmosférica se apresenta convectivamente instável em dias CT, e em dias ST esta condição

se restringe até o nível de 700hPa. A condição de estabilidade passa a ser convectivamente estável a partir do nível de 700hPa para dias ST e de 500hPa para os dias CT.

Em dias CT para o trimestre JJA (Figura 46c), apenas a camada entre 850hPa e 700hPa se apresenta convectivamente instável, e o restante das camadas são convectivamente estáveis. Já em dias ST para o mesmo trimestre, as camadas entre 932hPa e 925hPa se apresentam convectivamente instável e também entre os níveis de 850hPa e 700hPa e nas demais camadas são convectivamente estável.

No trimestre SON (Figura 46d), tanto para dias CT quanto para dias ST, entre os níveis 932hPa e 925hPa apresentam camada convectivamente instável e entre 925hPa e 850hPa a camada passa a ser convectivamente neutra. Em dias CT entre os níveis de 850hPa e 500hPa a camada se apresenta como convectivamente instável e a partir do nível de 500hPa a camada passa a ser convectivamente estável. Já em dias ST a camada se apresenta como convectivamente instável entre os níveis de 850hPa e 700hPa, e após 700hPa a camada passa a se apresentar como convectivamente estável.

O teste t-Studente aplicado para os perfis de θ_e obtêm-se 99% de significância estatística entre as médias, com excessão para o nível de 500 hPa par a estação do inverno onde apresenta significância estatística a um nível de 95%.

6.4 PERFIL VERTICAL DE RAZÃO DE MISTURA

Na Figura 47 observa-se o perfil vertical da razão de mistura para a estação do verão (Figura 47a), outono (Figura 47b), inverno (Figura 47c) e primavera (Figura 47d). Já a diferença da razão de mistura entre os dias CT e ST pode ser vista na Figura 48.

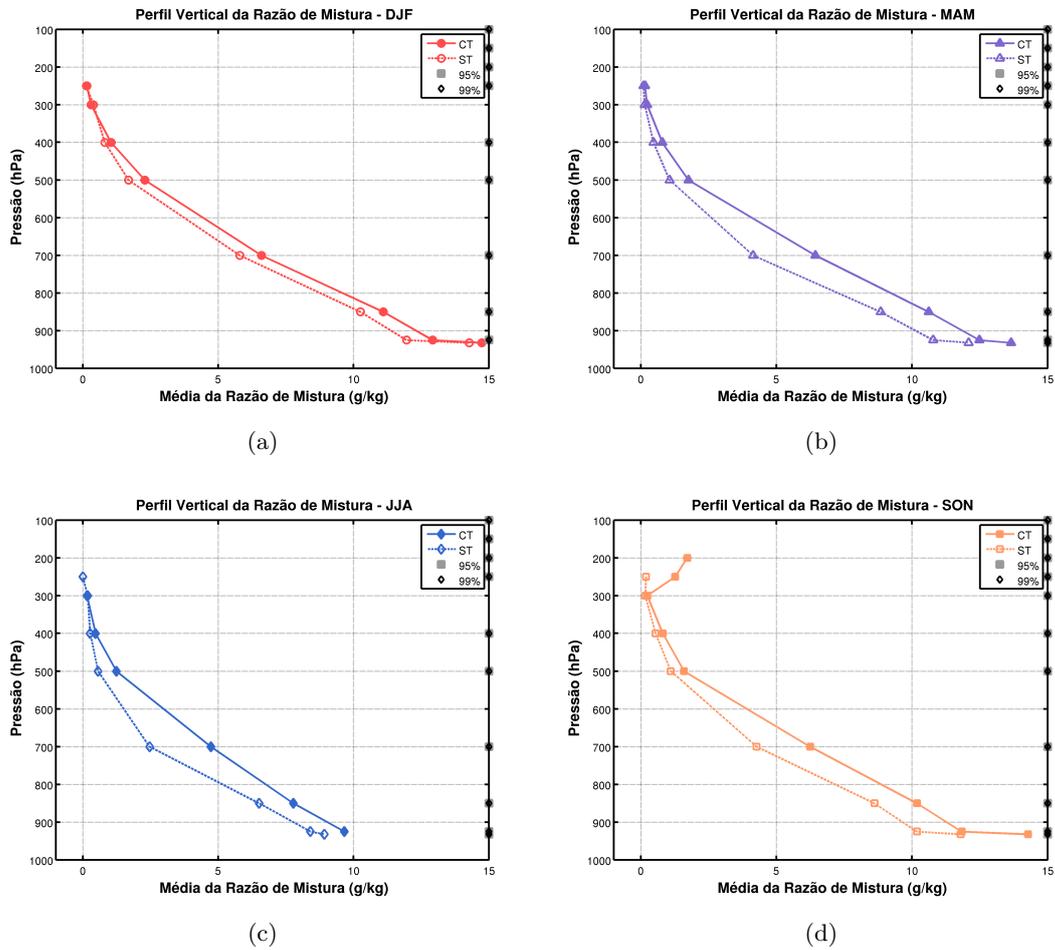


Figura 47: Perfil vertical da razão de mistura, oriundo de radiossondagem para os trimestres DJF (47a), MAM (47b), JJA (47c) e SON (47d) para dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), com o teste t Studente para os níveis de 95% (■) e de 99% (◆) de significância estatística.

Independente da época do ano e em praticamente todos os níveis de pressão, os dias CT são mais úmidos em relação aos dias ST. A diferença da razão de mistura entre dias CT e ST em baixos e médios níveis varia entre 0,5g/kg à 1,0g/kg no trimestre DJF (Figura 47a), entre 1,5g/kg à 2,2g/kg no trimestre MAM (Figura 47b), entre 1,2g/kg à 2,2g/kg no trimestre JJA (Figura 47c) e finalmente entre 2,0g/kg à 2,5g/kg no trimestre SON (Figura 47d). Além disso, em todos os níveis de pressão, independente da época do ano, apresentam significância estatística ao nível de 99%.

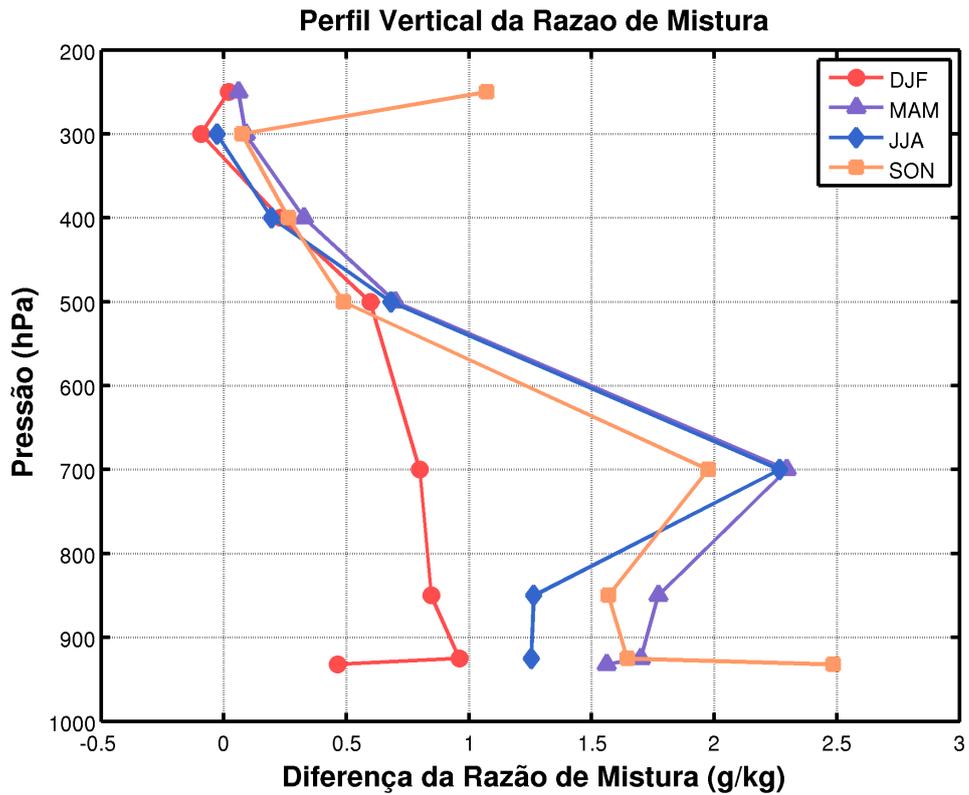


Figura 48: Diferença da razão de mistura (vapor d'água presente na atmosfera) entre os dias CT e ST para todas as estações do ano.

De acordo com os resultados da Figura 48, as estações de transição e de inverno apresentam a maior diferença na disponibilidade de vapor d'água na atmosfera entre dias CT e ST, sendo que este máximo ocorre em 700 hPa.

7 Aerossol

Para avaliar o comportamento dos aerossóis que podem influenciar na formação das tempestades, neste capítulo são caracterizados a AOD em função do comprimento de onda (Figura 50) e a distribuição de tamanho volumétrica de aerossóis (Figuras 51 e 52) a partir das medidas da AERONET. A análise foi restringida para o período matutino, na intenção de analisar apenas os aerossóis que possam se tornar possíveis CCNs, e que conseqüentemente possam participar na formação ou no desenvolvimento das nuvens no período vespertino.

Na Figura 49 está representada a frequência mensal de observações das propriedades ópticas dos aerossóis, referente ao período de 2001 à 2009, realizadas pelo fotômetro da rede AERONET.

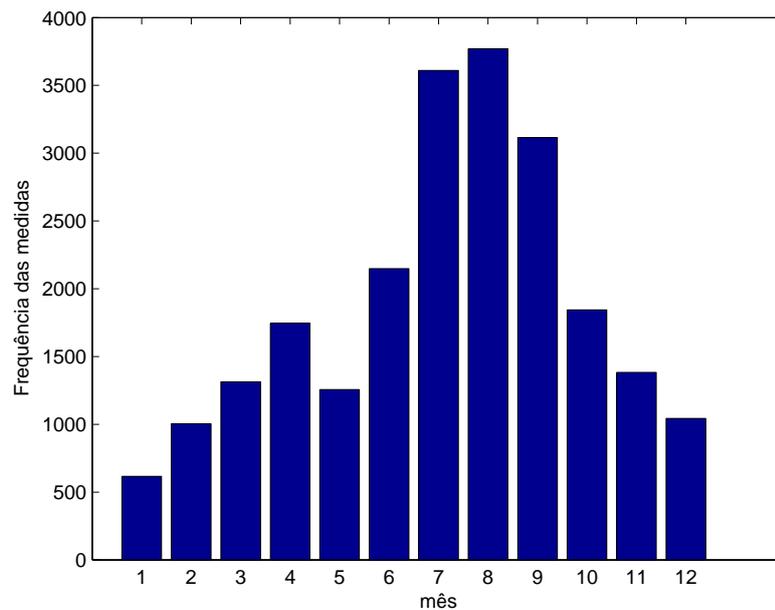


Figura 49: Frequência de observação realizadas pelo fotômetro da rede AERONET, no período de 2001 à 2009.

As medições para a inferência das propriedades ópticas dos aerossóis, são realizadas sob condição de céu claro, o que leva a frequência de observações ser superior entre a estação

seca e a estação de transição (julho à setembro). Neste período há menos formação de nuvens e chuva, o que faz as medições superar as 3000 medidas, enquanto que na estação úmida o número de observações cai para aproximadamente 1000 observações, em média (Figura 49).

7.1 AOD

O estudo da profundidade óptica do aerossol está associado à opacidade óptica que é proporcional à concentração de aerossóis ao longo da coluna vertical que atenuam a radiação solar.

Os valores médios de AOD (Figura 50) para os dias CT e ST apresentam uma dependência espectral, onde basicamente a medida que o comprimento de onda diminui há um aumento significativo nos valores de AOD. Neste caso em particular observa-se que temos um predomínio de aerossóis da moda fina em relação à moda grossa. Este comportamento se estende para todas as estações do ano e para dias CT e ST.

Durante a primavera é possível observar valores de AOD mais alto em relação as outras estações do ano, indicando uma maior concentração de aerossóis na coluna vertical. Em seguida temos maiores AOD no inverno, outono e verão. Os valores de AOD nas estações de outono e verão são similares durante os eventos CT (Figura 50a) e ST (Figura 50b).

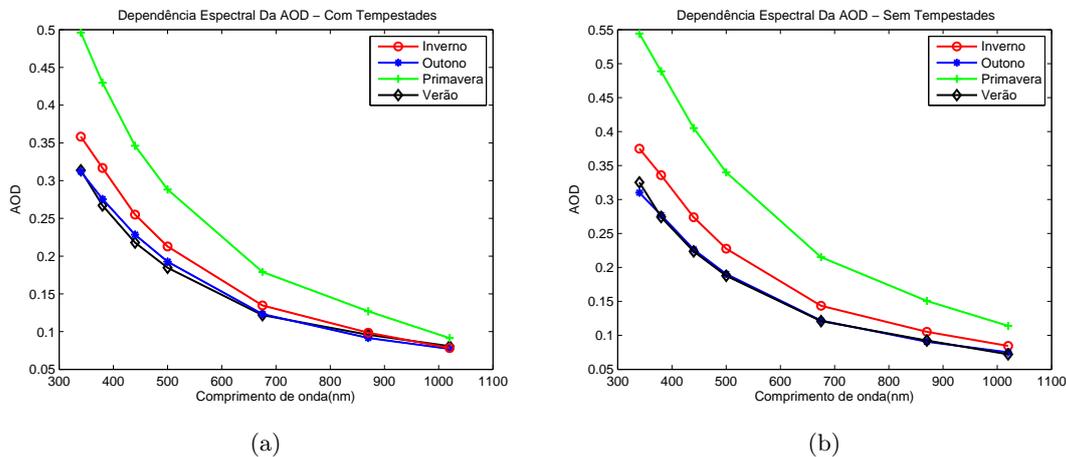


Figura 50: Médias de AOD em função do comprimento de onda [nm] em dias CT (50a) e ST (50b).

Para analisar a diferença entre as AOD nos dias CT e ST em função do comprimento de onda foi aplicado o teste t-Student. Estas análises estatísticas revelaram que durante o DJF somente o comprimento de onda de 1020 nm apresentou diferenças significativas no

nível de 99%. Para o trimestre JJA observou-se que os comprimentos de onda 1020, 870, 675, 500 e 380 apresentavam diferenças estatisticamente significativas entre os dias CT e ST. Finalmente, o trimestre SON apresentou diferenças significativas entre os dias CT e ST para os comprimentos de onda 1020, 870 e 675, 500. Estes resultados, indicam que os aerossóis da moda fina em particular e parcialmente os da moda grossa são diferentes para os dias CT e ST. Entretanto como existem poucos dias CT nestes 2 trimestres estas diferenças podem estar associadas ao número de amostras disponível.

Tabela 5: Médias, desvios padrões de AOD para dos dias CT e ST, para cada estação do ano, seguido do teste estatístico t-Student

λ	DJF		MAM		JJA		SON	
	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%
1020								
870								
675								
500								
380								
340								

7.2 DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO

A dependência espectral da AOD apresentada na Figura 50 revelou o predomínio da moda fina em relação à moda grossa, o que pode ser comprovado na distribuição de tamanho médio de aerossóis mostrado na Figura 51. Como pode-se observar, durante o período de 2001 a 2009 a distribuição média de tamanho de aerossóis matutinos apresentou variações entre as estações do ano nos dias CT (Figura 51a) e ST (Figura 51b).

Em qualquer época do ano e independente da condições de tempo, observa-se um comportamento similar de distribuição de tamanho de aerossóis (Figura 51), isto porque há dois máximos, um correspondendo a moda fina (a esquerda) e outro a moda grossa (a direita). Além disso, há um predomínio de aerossóis da moda fina em relação a moda grossa, independente da época do ano.

A sazonalidade tem mostrado bastante influência na concentração de aerossóis. Nos dias CT a concentração de aerossóis é maior na estação da primavera seguida pelo inverno, e na estação de verão e outono as concentrações não apresentam diferenças. Já em dias ST, a concentração de aerossóis é maior na primavera, seguida pelo inverno, depois pelo outono e finalmente pelo verão (Figura 51).

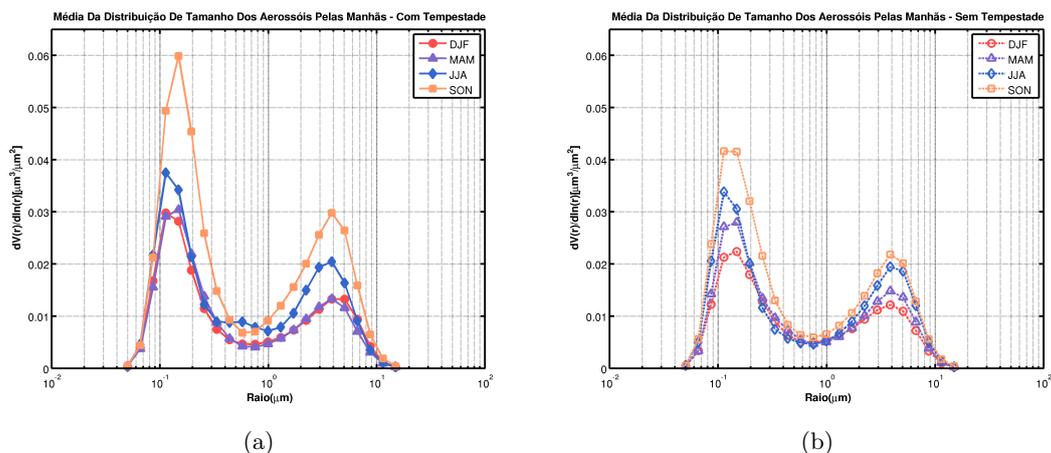
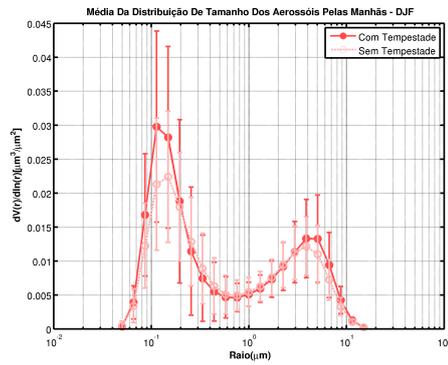


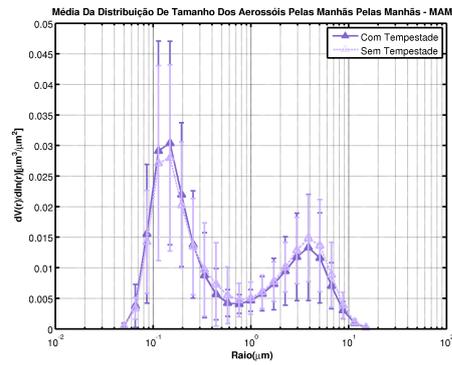
Figura 51: Distribuição de tamanho volumétrica média de aerossóis matutinos em cada estação do ano, nos dias CT (51a) e ST (51b).

Em todas as estações do ano é possível observar que os dias CT apresentam maior concentração de aerossóis em todos os tamanhos, porém com maior amplitude em torno de 0,5 e 7 $[\mu\text{m}]$, Figura 52a.

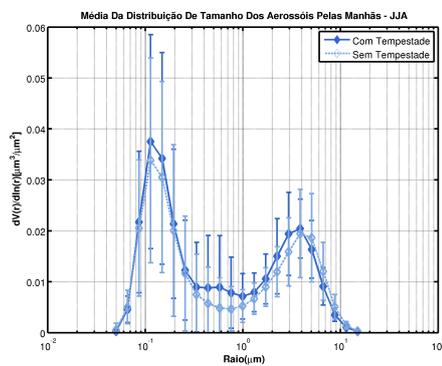
No verão (Figura 52a) e na primavera (Figura 52d) pode-se observar que a distribuição de tamanho apresenta diferenças significativas entre os dias CT e ST na moda fina, já nas estações de outono (Figura 52b) e inverno (Figura 52c) esta diferença não está presente. Durante SON observa-se que os dias CT apresentam maior concentração de aerossóis em tamanhos específicos da moda fina e grossa. Entretanto devido a valores altos de desvio padrão e ao número reduzido de observações não é possível afirmar que essas diferenças sejam significativas.



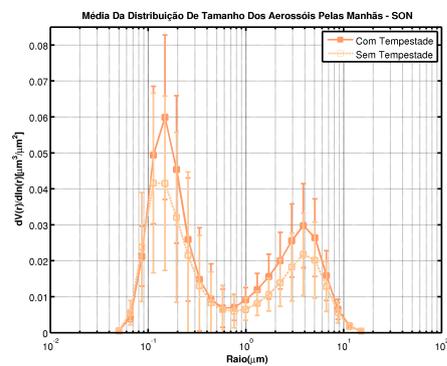
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 52: Distribuição de tamanho volumétrica média de aerossóis matutinos nos dias CT (linha contínua) e ST (linha tracejada), em DJF (52a), MAM (52b), JJA (52c) e SON (52d). As barras representam a variabilidade (desvios padrões) da distribuição.

8 CONCLUSÃO

Este estudo apresentou uma análise para entender as condições atmosféricas observadas nos dias com tempestades. Para tanto foi analisado as condições locais a partir da EM-IAG/USP, as condições sinóticas a partir das Reanálises NCEP-II, a coluna vertical através das radiossondas do Aeroporto do Campo de Marte e finalmente avaliou-se as características dos aerossóis que poderiam participar na formação das nuvens de tempestades. No Apêndice 9 são apresentados as características mais significativas encontradas durante os dias CT e ST.

As observações locais observadas na EM-IAG/USP nos dias CT e ST revelaram que: nos dias CT o escoamento foi predominantemente de noroeste nas manhãs e de sudeste no período da tarde. Em termos de magnitude do vento observa-se que a magnitude média do vento se apresenta maior no período da manhã em dias CT (3-4m/s), e no período da tarde em dias ST (1,5-2,5m/s). Este tipo de fluxo também foi observado por Morales et al. (2010) que se concentrou no verão. O fluxo vespertino (SE), característico de circulação de brisa na cidade de São Paulo (OLIVEIRA; DIAS, 1982) está presente em todos os campos médios, mas quando há a presença de tempestades observa-se uma redução desse fluxo em até 1m/s.

A pressão atmosférica local nos dias CT é constantemente menor do que em dias ST, ou seja, no verão é em média 0,5hPa menor, no outono é de 1,8hPa, no inverno é de 1,6hPa e na primavera é de 2,8hPa. Estas diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 99%, exceto no verão entre às 7-10h00 e entre 20-22h00 que apresenta 95%.

Os dias CT são constantemente mais quentes que do que ST. No verão, outono e primavera as diferenças ficam acima de 2°C, entretanto no inverno a diferença é inferior a 0,25°C. Em termos de ciclo diurno da temperatura, observamos que diferença entre os dias CT e ST é estatisticamente significativa a um nível de 99% para todas as estações exceto no inverno. Além disso, os dias ST apresentam sua temperatura máxima 1 hora após o máximo dos dias CT.

No que diz respeito à umidade da atmosfera observamos que nos dias CT a T_w se apresenta maior em relação aos dias ST, ao variar entre 1,1-2,6°C. Como esperado observa-se temperaturas mais quentes (maior umidade) na estação do verão seguida

do outono, primavera e inverno. A diferença de $T\omega$ entre os dias CT e ST apresenta nível de significância estatística de 99% exceto no inverno, onde apresenta variações entre 95% e 99%. O ciclo diurno de $T\omega$ se mostra em fase entre dias CT e ST, porém no outono observa-se uma defasagem de 1h00.

Continuando a análise de umidade temos que os dias CT tem em média de 1,2-2,4g/kg mais de vapor d'água disponível na atmosfera em relação aos dias ST. O ciclo diurno da ω revela características distintas entre os dias CT e ST: nos dias CT o aumento da umidade no período vespertino é em geral 1 hora atrasada em relação aos dias ST, assim como em seu valor máximo. No período da manhã não se observa defasagens temporais na redução de umidade, e em ambos os dias observa-se um aumento da ω entre 8-9h e uma redução após às 10h.

Nos dias CT a precipitação é predominantemente convectiva, uma vez que as chuvas ocorrem entre 15-20h00 (horário local). Já nos dias ST não se observa este predomínio, exceto no verão. Como esperado, as precipitações são mais intensas nos dias CT (1,5 mm/h) do que nos dias ST (inferior à 0,2mm/h). A taxa de precipitação média diária é de aproximadamente 0,41mm/h em dias CT, enquanto que nos dias ST esta taxa é da ordem de 0,12mm/h, representando 4 vezes menor em relação aos dias CT.

Em termos de distribuição de frequência da taxa de precipitação observa-se que nos dias ST, mais de 70% da chuva é proveniente de taxas menores que 1mm/h, enquanto que nos dias CT esse valor oscila entre 53-60%. Para os eventos mais extremos observa-se diferenças ainda maiores, pois 5% dos eventos têm taxa de precipitação acima de 10 a 14mm/h para os dias CT, enquanto que nos dias ST estes valores se apresentam maiores que 4,5-9,5mm/h. Em termos volumétricos temos que 50% da precipitação observada é proveniente de sistemas que apresentam taxas de precipitação inferiores a 10,5mm/h para dias CT e para dias ST varia entre 4,2-6,1mm/h. No extremo superior, ou seja os 10% mais intensos temos que nos dias CT os eventos tinham taxas de precipitação superiores a 31-41,2mm/h, mas para os dias ST variava entre 17-23,8mm/h.

Os campos sinóticos médios de temperatura e vento mostraram que nos dias CT havia um predomínio do fluxo de NW e um dipolo de temperatura (regiões mais quentes sobre o sudeste do Brasil e mais frias entre o sul da América do Sul e Sul do brasileiro) em baixos níveis. Em altos níveis o fluxo era de SE-NW e o dipolo de temperatura estava relativamente deslocado ao sul em relação ao de baixos níveis, e em geral com diferenças de temperaturas opostas.

Assim, nos dias CT o sistema frontal em média fica situado entre o Uruguai e Rio Grande

do Sul no Brasil, e o sistema pré-frontal se estende de SC à SP. Este tipo de condição proporcionou fluxos de ar de NW em 850hPa sobre SP e em 200hPa de W e SW. Em termos de temperatura, a região de estudo apresentou em média de 1-3°C mais quente em 850hPa. Como consequência, observa-se uma forte convergência de ar sobre a região pre-frontal associada a uma advecção de ar quente de NW.

Os perfis verticais de temperatura, vento e umidade apresentaram algumas características distintas entre os dias CT e ST. Nos níveis mais baixos (menores que 850hPa) os dias CT são em média 2°C mais quentes que os dias ST. Na média troposfera (700hPa e 400hPa) estas diferenças oscilam entre 0 e 1°C para verão, primavera e outono, enquanto que no inverno os dias CT são mais frios (-0,5°C). Este padrão se repete entre os níveis de 300 e 100hPa. Os perfis de θ_e indicam que os dias CT são mais quentes e úmidos, ou seja, em média de 2 a 5°C maior entre 932hPa e 500hPa. Tantos os dias CT e ST observou-se que havia uma camada convectivamente instável ($\partial\theta_e/\partial z$)<0 entre os níveis de 700hPa e 932hPa, mantendo-se neutro entre os níveis entre 700hPa e 500hPa e finalmente estável acima deste nível. Em termos da ω , os dias ST são predominantemente mais secos, sendo que a máxima diferença entre a ω observada no nível de 700hPa, onde os dias CT podem chegar a ter em média 2g/kg a mais de vapor d'água. No verão, entretanto esta variação é em torno de 0,5-1g/kg em toda a coluna.

Em relação ao vento observa-se que nos dias CT o vento é predominantemente de N e NW nos níveis abaixo 700hPa, de SW acima de 700hPa. Já nos dias ST em baixos níveis (menor que 700hPa) o vento é predominantemente de N-NE e acima deste nível o vento é de SW.

A opacidade optica estimada a partir da AOD para dos dias CT e ST não apresentou diferenças significativas, ou seja, em qualquer época do ano não observou-se maior ou menor concentração de aerossóis integrados na atmosfera independente das condições de formação ou não de tempestade. Não obstante, observamos que durante o outono e verão a concentração de aerossóis era muito similar e apresentava os menores valores de extinção. No inverno um ligeiro aumento, porém é na primavera onde se observa um aumento considerável. Logo pode-se perceber que a distribuição de chuva é um fator determinante na distribuição de aerossóis na coluna, uma vez que nas estações de verão e outono observam-se os maiores volumes de chuva bem como maior número de dias com precipitação, seguido do inverno e primavera. Em termos espectrais da AOD observou-se que a AOD era mais alta para comprimentos de onda pequenos e mais baixa para maiores, o que significa que havia um predomínio de partículas da moda fina em

relação à moda grossa.

A distribuição de tamanhos de aerossóis atmosféricos média inferidas pela AERONET mostraram que não existe uma diferença significativa entre os dias CT e ST. Analisando-se as modas individualmente percebe-se que os aerossóis da moda fina apresentam concentrações diferentes para cada estação do ano, sendo a primavera com a maior concentração seguida do inverno, outono e verão. Na moda grossa o padrão persiste porém menos amplificado. Estas diferenças são maiores para os dias CT do que os dias ST.

9 Apêndice

Tabela 6: Pressão atmosférica média ($\overline{P_{NM}}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de $\overline{P_{NM}}$ (dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de hPa.

Trimestre	$(\overline{P_{NM}} \pm \sigma)$ [hPa]-dias CT	$\overline{P_{NM}} \pm \sigma$ [hPa]-dias ST	Amplitude $\pm \sigma'$ [hPa]
DJF	923,3 \pm 2,5	923,8 \pm 2,7	-0,5 \pm 0,2
MAM	924,6 \pm 2,3	926,4 \pm 2,8	-1,8 \pm 0,6
JJA	927,8 \pm 2,8	929,4 \pm 3,1	-1,6 \pm 0,4
SON	923,3 \pm 2,9	926,1 \pm 3,3	-2,8 \pm 0,5

Tabela 7: Temperatura do ar média ($\overline{T_{ar}}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de $\overline{T_{ar}}$ média(dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de °C.

Trimestre	$(\overline{T_{ar}} \pm \sigma)$ [°C]-dias CT	$\overline{T_{ar}} \pm \sigma$ [°C]-dias ST	Amplitude $\pm \sigma'$ [°C]
DJF	24,1 \pm 3,4	22,1 \pm 3,4	1,9 \pm 0,1
MAM	23,2 \pm 3,6	20,5 \pm 4,1	2,6 \pm 0,5
JJA	18,1 \pm 4,1	17,8 \pm 4,5	0,2 \pm 0,4
SON	22,3 \pm 4,2	19,7 \pm 4,8	2,6 \pm 0,6

Tabela 8: Precipitação média nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da amplitude de precipitação média (dias CT-dias ST) seguida da variabilidade (σ'), todos em unidade de mm/dia.

Trimestre	(Prec $\pm\sigma$)[mm/dia]-dias CT	(Prec $\pm\sigma$)[mm/dia]-dias ST	Amplitude $\pm\sigma'$ [mm/dia]
DJF	10,2 \pm 15,9	5,6 \pm 12,6	4,6 \pm 3,3
MAM	10,9 \pm 19,2	1,9 \pm 6,4	9,0 \pm 12,8
JJA	6,9 \pm 11,1	1,3 \pm 5,2	5,6 \pm 5,9
SON	11,8 \pm 17,1	2,8 \pm 7,8	9,0 \pm 9,3

Tabela 9: Precipitação média nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença de precipitação média entre dias CT e ST, todos em unidade de mm/dia.

Trimestre	Precipitação \bar{T}_ω [°C]		
	Dias CT	Dias ST	Diferença
DJF	10,2 \pm 15,9	5,6 \pm 12,6	4,6 \pm 3,3
MAM	10,9 \pm 19,2	1,9 \pm 6,4	9,0 \pm 12,8
JJA	6,9 \pm 11,1	1,3 \pm 5,2	5,6 \pm 5,9
SON	11,8 \pm 17,1	2,8 \pm 7,8	9,0 \pm 9,3

Tabela 10: Temperatura do bulbo úmido média (\bar{T}_ω) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença de \bar{T}_ω média entre dias CT e ST, todos em unidade de °C.

Trimestre	\bar{T}_ω [°C]		
	Dias CT	Dias ST	Diferença
DJF	20,6 \pm 1,3	19,2 \pm 1,9	1,4 \pm 0,6
MAM	20,1 \pm 1,7	17,5 \pm 2,7	2,6 \pm 1
JJA	15,5 \pm 2,1	14,4 \pm 2,3	1,1 \pm 0,2
SON	18,9 \pm 2,1	16,6 \pm 2,5	2,3 \pm 0,4

Tabela 11: Razão de mistura média ($\bar{\omega}$) nos trimestres DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera) seguido do respectivo desvio padrão (σ), além da diferença da $\bar{\omega}$ entre dias CT e ST, todos em unidade de g/kg.

Trimestre	$\bar{\omega} \pm \sigma$ [g/kg]		
	Dias CT	Dias ST	Diferença
DJF	15,4 \pm 1,4	14,2 \pm 1,8	1,2 \pm 0,4
MAM	14,9 \pm 1,6	12,6 \pm 2,3	2,4 \pm 0,7
JJA	11,1 \pm 1,4	9,8 \pm 1,6	1,2 \pm 0,2
SON	13,8 \pm 1,8	11,5 \pm 2,1	2,1 \pm 0,3

Tabela 12: Vento zonal (u), vento meridional (v) e a resultante (r), representando a direção predominante do vento local em dias CT e ST.

Dias CT					Dias ST				
Trimestre	Período	u	v	r	Trimestre	Período	u	v	r
DJF	Manhã	→	↓	↘ (NW)	DJF	Manhã	←	↓	↙ (NW)
	Tarde	←	↑	↖ (SE)		Tarde	←	↑	↖ (SE)
MAM	Manhã	→	↓	↘ (NW)	MAM	Manhã	←	↓	↙ (NE)
	Tarde	←	↑	↖ (SE)		Tarde	←	↑	↖ (SE)
JJA	Manhã	→	↓	↘ (NW)	JJA	Manhã	←	↓	↙ (NE)
	Tarde	→	↑	↗ (SW)		Tarde	←	↑	↖ (SE)
SON	Manhã	→	↓	↘ (NW)	SON	Manhã	←	↓	↙ (NE)
	Tarde	→	↓	↘ (NW)		Tarde	←	↑	↖ (SE)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment.** [S.l.]: Brooks/Cole Pub Co, 2007.

ALBRECHT, R. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: Processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades, 2008, 182pp.** Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2008.

ANDRADE, M. **Identificação de fontes da matéria particulada do aerossol atmosférico de São Paulo.** Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado apresentada ao IF-USP para obtenção do título de doutor em Física Nuclear, 1993.

ANDREAE, M.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.; FRANK, G.; LONGO, K.; SILVA-DIAS, M. Smoking rain clouds over the amazon. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 303, n. 5662, p. 1337, 2004.

BUSSAB, W.; MORETTIN, P. **Estatística básica; Basic statistics.** [S.l.]: Saraiva, 2010.

CAMARGO, R. de. **Frentes e Frontogêneses.** 2004. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA09/AULA09.HTML>>. Acesso em: 13 Dez. 2011.

CAVALCANTI, I.; FERREIRA, N.; SILVA, M. D.; DIAS, M. da S. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHU, P. A contribution to the upper-air climatology of tropical south america. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 5, n. 4, p. 403–416, 1985.

CLIMANALISE. **Climanálise Especial: edição comemorativa de 10 anos**, p. 52–64, 1996.

DAMETTO, G. S.; ROCHA, R. Características climáticas dos sistemas frontais na cidade de são paulo. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia: A Meteorologia a Serviço da Sociedade**, Florianópolis – SC, n. CD-ROM, 2006.

DUBOVIK, O.; HOLBEN, B.; ECK, T.; SMIRNOV, A.; KAUFMAN, Y.; KING, M.; TANRÉ, D.; SLUTSKER, I. Variability of absorption and optical properties of key

aerosol types observed in worldwide locations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 590–608, 2002a.

DUBOVIK, O.; HOLBEN, B.; LAPYONOK, T.; SINYUK, A.; MISHCHENKO, M.; YANG, P.; SLUTSKER, I. Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. **Geophysical Research Letters**, American Geophysical Union, v. 29, n. 10, p. 1415, 2002b.

DUBOVIK, O.; KING, M. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D16, p. 20676, 2000.

DUSEK, U.; FRANK, G.; HILDEBRANDT, L.; CURTIUS, J.; SCHNEIDER, J.; WALTER, S.; CHAND, D.; DREWNICK, F.; HINGS, S.; JUNG, D. et al. Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 312, n. 5778, p. 1375, 2006.

EM-IAG/USP. **Boletim Climatológico Anual**. [S.l.]: IAG/USP, 2011.

FARIAS, W.; JR, O. P.; NACCARATO, K.; PINTO, I. Anomalous lightning activity over the metropolitan region of são paulo due to urban effects. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 91, n. 2-4, p. 485–490, 2009.

FILHO, A. P. Hydrometeorological analysis of flash floods in tropical urban environments and their societal impacts. In: **7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Anais**. [S.l.: s.n.], 2003.

FILHO, A. P.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchentes na bacia do alto tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.l.: s.n.], 2002. v. 12.

FREITAS, E. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes**. São Paulo, 2003, 156p. Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2003.

HOLBEN, B.; ECK, T.; SLUTSKER, I.; TANRE, D.; BUIS, J.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J.; KAUFMAN, Y.; NAKAJIMA, T. et al. Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of Environment**, Elsevier, v. 66, n. 1, p. 1–16, 1998.

HOLBEN, B.; SMIRNOV, A.; ECK, T.; SLUTSKER, I.; ABUHASSAN, N.; NEWCOMB, W.; SCHAFER, J.; TANRE, D.; CHATENET, B.; LAVENU, F. An emerging ground-based aerosol climatology- aerosol optical depth from aeronet. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D11, p. 12067–12097, 2001.

HOLTON, J.; HAKIM, G. **An introduction to dynamic meteorology**. [S.l.]: Academic press, 2012.

- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.; HNILO, J.; FIORINO, M.; POTTER, G. Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, [American Meteorological Society], v. 83, n. 11, p. 1631–1644, 2002.
- KAR, S.; LIOU, Y.; HA, K. Aerosol effects on the enhancement of cloud-to-ground lightning over major urban areas of south korea. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 92, n. 1, p. 80–87, 2009.
- LEMES, M.; MOURA, A. **Fundamentos de dinâmica aplicados à meteorologia e oceanografia**. [S.l.]: Holos, 2002.
- LIOU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**: Second edition. San Diego: Academic Press, 2002. 583 p. INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES.
- MACGORMAN, D.; RUST, W. **The electrical nature of storms**. [S.l.]: Oxford University Press, USA, 1998.
- MASON, J.; MASON, N. The physics of a thunderstorm. **European journal of physics**, IOP Publishing, v. 24, n. 5, p. S99, 2003.
- MORALES, C.; ROCHA, R. da; BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of são paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 96, n. 2, p. 477–488, 2010.
- NACCARATO, K.; JR, O. P.; PINTO, I. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of southeastern brazil. **Geophysical research letters**, American Geophysical Union, v. 30, n. 13, p. 1674, 2003.
- OLIVEIRA, A.; BORNSTEIN, R.; SOARES, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of são paulo. **Water, Air, & Soil Pollution: Focus**, Springer, v. 3, n. 5, p. 3–15, 2003.
- OLIVEIRA, A.; DIAS, P. Aspectos observacionais da brisa marítima em são paulo. **Proceedings of the II Congr. Brasil. Meteor., Pelotas, RS, Brazil, 18B22, October**, p. 129–161, 1982.
- OLIVEIRA, M. **EVOLUÇÃO DAS DISTRIBUIÇÕES DE TAMANHO EM MASSA E NÚMERO DO AEROSOL ATMOSFÉRICO EM SÃO PAULO**. Tese (Doutorado) — Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 2007.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the köppen-geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>>.
- PEIXOTO, J.; OORT, A. **Physics of climate**. [S.l.]: Springer, 1992.

- REBOITA, M. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação climática e experimentos de sensibilidade**. Tese (Doutorado), 2008.
- REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira de meteorologia, São Paulo**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.
- RODRIGUES, M.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de santa catarina. **Revista Brasileira de Geofísica, SciELO Brasil**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.
- ROSENFELD, D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 287, n. 5459, p. 1793, 2000.
- ROSENFELD, D.; LENSKEY, I. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2457–2476, 1998.
- SHEPHERD, J.; PIERCE, H.; NEGRI, A. Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the trmm satellite. **Journal of Applied Meteorology**, v. 41, n. 7, p. 689–701, 2002.
- SHERWOOD, S. Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. **Journal of climate**, v. 15, n. 9, p. 1051–1063, 2002.
- STEIGER, S. **Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas**. Tese (Doutorado) — Texas A&M University, 2001.
- STEINFELD, J.; PANDIS, S. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. [S.l.]: Wiley, New York, 1998.
- TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms. **J. Atmos. Sci.**, v. 35, p. 1536–1548, 1978.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. et al. Toward a unified view of the american monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006.
- WILKS, D. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic press, 2011.
- WILLIAMS, E. The electrification of thunderstorms. **Scientific American, ERIC**, v. 259, n. 5, p. 88–99, 1988.

WILLIAMS, E.; ROSENFELD, D.; MADDEN, N.; GERLACH, J.; GEARS, N.; ATKINSON, L.; DUNNEMANN, N.; FROSTROM, G.; ANTONIO, M.; BIAZON, B. et al. Contrasting convective regimes over the amazon: Implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research**, American Geophysical Union, v. 107, n. D20, p. 8082, 2002.

WMO, W. Guide to meteorological instruments and methods of observation. 1996.