

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

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO DE NEVOEIROS
SEM PRECIPITAÇÃO EM SANTA MARIA, RS, NO
PERÍODO DE 2003 A 2013**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nórton Franciscatto de Paula

Santa Maria, RS, Brasil

2015

PPGMET/UFSM, RS

de Paula, Nórtton Franciscatto

Mestre

2015

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO DE NEVOEIROS SEM
PRECIPITAÇÃO EM SANTA MARIA, RS, NO PERÍODO DE
2003 A 2013**

Nórton Franciscatto de Paula

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

Orientador: Prof. Franciano Scremin Puhales

Coorientador: Prof. Vagner Anabor

Santa Maria, RS, Brasil

2015

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

Francistto de Paula, Nórton
Caracterização da formação de nevoeiros sem precipitação
em Santa Maria, RS, no período de 2003 a 2013 / Nórton
Francistto de Paula.-2015.
66 p.; 30cm

Orientador: Franciano Scremin Puhales
Coorientador: Vagner Anabor
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2015

1. Caracterização de nevoeiros 2. Região Central do
Rio Grande do Sul 3. Condições sinóticas I. Scremin
Puhales, Franciano II. Anabor, Vagner III. Título.

©2015

Todos os direitos autorais reservados a Nórton Franciscatto de Paula. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: nortonmeteo@gmail.com

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO DE NEVOEIROS SEM
PRECIPITAÇÃO EM SANTA MARIA, RS, NO PERÍODO DE 2003 A 2013**

elaborada por
Nórtton Franciscatto de Paula

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Franciano Scremin Puhales, Dr.
(Presidente/orientador)

Everson Dal Piva, Dr. (UFSM)

Mateus da Silva Teixeira, Dr. (UFPEL)

Santa Maria, 9 de novembro de 2015.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Gelson e Elda e a minha irmã Suzane pelo apoio nas horas difíceis e pelo amor nas alegres. A minha avó Érica e meu avô Ivo pela torcida e compreensão pelas ausências.

Ao carinho e amor da minha esposa, Priscila por ter me acompanhado, incentivado, acalmado e ter tornado meus dias mais felizes durante esta jornada.

Ao professor Franciano Scremin Puhales pela orientação, dedicação e paciência durante o mestrado. Muito obrigado por mostrar a beleza do conhecimento. Ao professor coorientador Vagner Anabor, pelo constante incentivo e considerações referentes ao trabalho.

Aos colegas e amigos Felipe Espindola, Fernando Rossato, Daiane Brondani, Maurício Ilha, Jéssica Mintegui e Jéssica Stobienia pelo incentivo e disposição a ajudar.

Aos colegas do GruMA pela força, apoio e pelas conversas descontraídas.

Aos professores dos cursos de graduação e pós-graduação em Meteorologia, pelos ensinamentos transmitidos tanto para o aprendizado quanto para a vida.

Aos membros da banca examinadora, professor Everson Dal Piva e professor Mateus da Silva Teixeira pela disponibilidade e importantes sugestões para o aperfeiçoamento deste trabalho.

Agradeço a CAPES pelo financiamento, à UFSM, ao CRS-INPE e ao GruMA pela infra-estrutura.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO DE NEVOEIROS SEM PRECIPITAÇÃO EM SANTA MARIA, RS, NO PERÍODO DE 2003 A 2013

AUTOR: NÓRTON FRANCISCATTO DE PAULA

ORIENTADOR: FRANCIANO SCREMIN PUHALES

COORIENTADOR: VAGNER ANABOR

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 9 de novembro de 2015.

A região Central do Rio Grande do Sul é importante para muitas atividades neste Estado. A alta ocorrência de nevoeiro é uma característica particular desta área no Sul do Brasil e está diretamente relacionada com o teor de água líquida na atmosfera, próximo à superfície. Esse fenômeno pode ser originado pelo resfriamento radiativo da superfície através da emissão de ondas longas na região continental ou pela advecção de massa de ar úmido sobre a superfície fria, por exemplo, em áreas costeiras. Além disso, a formação de nevoeiros também pode estar associada à passagem de frentes frias. O objetivo deste trabalho é caracterizar a ocorrência de nevoeiro na Região Central do Rio Grande do Sul. Para tanto, mensagens de *Meteorological Aerodrome Report* (METAR) foram utilizadas para selecionar os eventos de nevoeiro a serem estudados. Estas mensagens foram obtidas da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET). Os casos de nevoeiro foram agrupadas em eventos com precipitação e sem precipitação. A fim de descrever as condições sinóticas dos eventos sem precipitação, dados de *Final Analysis* (FNL) (*National Centers for Environmental Prediction*) foram utilizados. Os resultados mostraram que nevoeiros sem precipitação são mais comuns do que com precipitação entre às 09 e 14 UTC. Também, os eventos de nevoeiros são frequentes no outono e inverno, enquanto nevoeiros com precipitação são distribuídos uniformemente ao longo do ano. Quando relaciona-se nevoeiros com a condição sinótica, os eventos associados aos anticiclones correspondem à 62% dos nevoeiros sem precipitação e a posição relativa destes anticiclones à Santa Maria é predominante de leste.

Palavras-chave: Caracterização de nevoeiros. Região Central do Rio Grande do Sul. Condições sinóticas

ABSTRACT

Master Thesis
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

CHARACTERIZATION OF FOG FORMATION WITHOUT RAINFALL IN SANTA MARIA, RS, FROM 2003 TO 2013

AUTHOR: NÓRTON FRANCISCATTO DE PAULA

ADVISOR: FRANCIANO SCREMIN PUHALES

CO-ADVISOR: VAGNER ANABOR

Local and date: Santa Maria, November 9, 2015.

The Rio Grande do Sul Central Region is important for many activities in this State. High fog occurrence is the characteristic of this particular region in Southern Of Brazil. Fog is directly associated with liquid water content in the atmosphere nearby surface. In this way, fog phenomenon can be originated by surface radiative cooling by the longwave emission in land areas or by the moist air mass advection over the cold surface, for example inshore areas. Furthermore, fogs can be form associated with cold frontal passage. The main goal of this work is characterize the fog occurrence in the Central Region of Rio Grande do Sul. To accomplish this task METAR (Meteorological Aerodrome Report) was applied to select fog events. This data are provide by REDEMET. The fog cases was grouped in precipitation and noprecipitation events. To describe the conditions synoptic Final Analysis (FNL National Centers for Environmental Prediction) data was employed. The results shown que noprecipitation fogs are most comun than precipitation fogs between 09-14 UTC. Moreover, fog events are frequently in autumn and winter seasons, while precipitations are uniformly distributed over the year in the fog of events with precipitation. Related to synoptic conditions, fog associated to anticyclones are 62% about noprecipitation events, with highoessure center posicioned at east of Santa maria.

Keywords: Fog characterization. Rio Grande do Sul Central Region. Synopitic conditions

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Características geomorfológicas do Rio Grande do Sul.	12
Figura 1.1 – Exemplos de padrões sinóticos associados a eventos de nevoeiros de radiação em Albany, Nova York, 1970-79.(a) Tipo 1–alta fechada, (2) tipo 2–crista maior, (c) tipo 3–crista pós-frontal, (d) tipo 4–frente fraca, (e) tipo 5–frio.	20
Figura 2.1 – Representação espacial, em relação ao ponto de observação, dos diferentes registros de nevoeiro no METAR.	25
Figura 2.2 – Fluxograma de tomada de decisões para registro de formação de nevoeiro no METAR.	26
Figura 2.3 – Área de estudo entre as latitudes $10^{\circ}S$ e $65^{\circ}S$ e longitudes $100^{\circ}W$ e $10^{\circ}E$	27
Figura 2.4 – Representa a identificação do centro de alta pressão (ponto vermelho) com os pontos adjacentes em uma área delimitada pelas coordenadas $i - 2, i + 2, j - 2, j + 2$ (linha tracejada vermelha).	28
Figura 2.5 – Exemplo da identificação de máximos locais de pressão pelo método semi-objetivo. Os quadros (a) e (b) mostram para o usuário a posição dos máximos locais de pressão a partir dos números.	29
Figura 2.6 – Exemplo de como foi feita a identificação dos anticiclones pelo método semi-objetivo. Anticiclone contabilizado (a) e anticiclone não contabilizado (b).	30
Figura 2.7 – Esquema de determinação da posição dos anticiclones em termos de setores circulares ao longo da rosa dos ventos.	31
Figura 2.8 – Representação da coluna de altura $\Delta z_i = z_{it} - z_{is}$ para cada ponto de grade (x_i, y_i) a ser integrada no domínio utilizado.	32
Figura 2.9 – Representação do esquema numérico de integração utilizado pela função “vint” do GrADS. A área destacada representa a integral numérica calculada pelo algoritmo.	33
Figura 2.10 – Representação da disposição dos pontos de grade para o cálculo da advecção de uma variável meteorológica qualquer.	34
Figura 2.11 – Disposição dos pontos utilizados para o cálculo da advecção integrada na camada para Santa Maria-RS. O ponto indicado pelo \times localiza a coordenada C associada à Santa Maria, enquanto os símbolos $+$ representam os pontos de grade adjacentes $C_i, i = 1, 2, 3, 4$	36
Figura 3.1 – Média de ocorrência mensal (a) e média por estação do ano (b) dos anticiclones.	43
Figura 3.2 – Média de ocorrência mensal (a) e média por estação do ano (b) dos blocos de anticiclones.	44
Figura 3.3 – Posição dos dias de mesma ocorrência do nevoeiro nos blocos.	45
Figura 3.4 – Número de dias com as condições descritas na tabela 3.1 (colunas azuis) e os dias associados a anticiclones (colunas verdes).	45
Figura 3.5 – Anticiclones distribuídos entre os setores e estação do ano.	46
Figura 3.6 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 00 e 03 UTC.	47
Figura 3.7 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 09 e 12 UTC.	48

Figura 3.8 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 13 e 16 UTC.	49
Figura 3.9 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 17 e 20 UTC.	50
Figura 3.10 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre a às 21 e 23 UTC.	51
Figura 3.11 – Média da PRNMM nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z, em hPa. Intervalo das linhas de contorno de pressão 2hPa (colorida) e desvio padrão 1hPa (preto tracejado).	52
Figura 3.12 – Média da magnitude e linhas de corrente do vento à 10m nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Intervalo das linhas de contorno de 0, 5m/s (colorido).	53
Figura 3.13 – Média da umidade relativa à 2m e linhas de corrente da velocidade do vento à 10m nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Intervalo das linhas de contorno é de 5% (colorido).	54
Figura 3.14 – Advecção média de temperatura nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^5 K s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que 900hPa.	55
Figura 3.15 – Advecção média de temperatura do ponto de orvalho nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^5 K s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que 900hPa.	56
Figura 3.16 – Advecção média de umidade específica integrada na camada entre superfície e 900hPa nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^8 kg kg^{-1} s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que 900hPa.	57
Figura 3.17 – Advecções de temperatura (a), temperatura do ponto de orvalho (b) e umidade específica integrada (c) entre à superfície e 900hPa. Os símbolos D2, D1 e D0 significam, respectivamente, dois dias antes do nevoeiro, um dia antes do nevoeiro e dia do nevoeiro.	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – A interpretação do código do METAR.....	24
Tabela 3.1 – Conjunto de dados para avaliar a saturação da atmosfera.	38
Tabela 3.2 – Contribuição individual de cada setor e frequência de ocorrência dos nevoeiros associados a anticiclones.	40
Tabela 3.3 – Ocorrência, por estação do ano, de nevoeiros associados a anticiclones.	40

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>BCFG</i>	Banco de Nevoeiro
<i>FNL</i>	Final analysis
<i>GFS</i>	Global Forecast System
<i>GrADS</i>	Grid Analysis and Display System
<i>ILS-2</i>	Instrument Landing System Category 2
<i>METAR</i>	Meteorological Aerodrome Report
<i>VCFG</i>	Nevoeiro nas Vizinhanças
<i>MIFG</i>	Nevoeiro Baixo
<i>BR</i>	Névoa Úmida
<i>FG</i>	Nevoeiro
<i>PRFG</i>	Nevoeiro Parcial
<i>ClasseA</i>	Nevoeiro sem precipitação no dia e dia anterior
<i>ClasseB</i>	Nevoeiro sem precipitação no horário
<i>ClasseC</i>	Nevoeiro com precipitação
<i>PRNMM</i>	Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar
<i>REDEMET</i>	Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>UTCouZ</i>	Universal Time Coordinated

SUMÁRIO

RESUMO	4
ABSTRACT	5
INTRODUÇÃO	11
1 CARACTERIZAÇÃO GERAL DO FENÔMENO DE NEVOEIRO	14
1.1 Saturação do ar	15
1.2 Condição sinótica para a ocorrência de nevoeiro	19
1.3 Fatores que interferem na formação de nevoeiros	20
2 METODOLOGIA	23
2.1 Conjunto de dados utilizados	23
2.1.1 Dados de METAR.....	23
2.1.2 <i>Final Analysis</i>	24
2.2 Análise dos dados.....	25
2.2.1 Pressão média ao nível do mar.....	25
2.2.2 Variáveis médias em uma camada	28
2.2.3 Cálculos da advecção	33
2.2.3.1 Determinação da advecção para Santa Maria.....	35
3 RESULTADOS	38
3.1 Caracterização dos nevoeiros.....	38
3.2 Condição sinótica	40
4 CONCLUSÃO	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

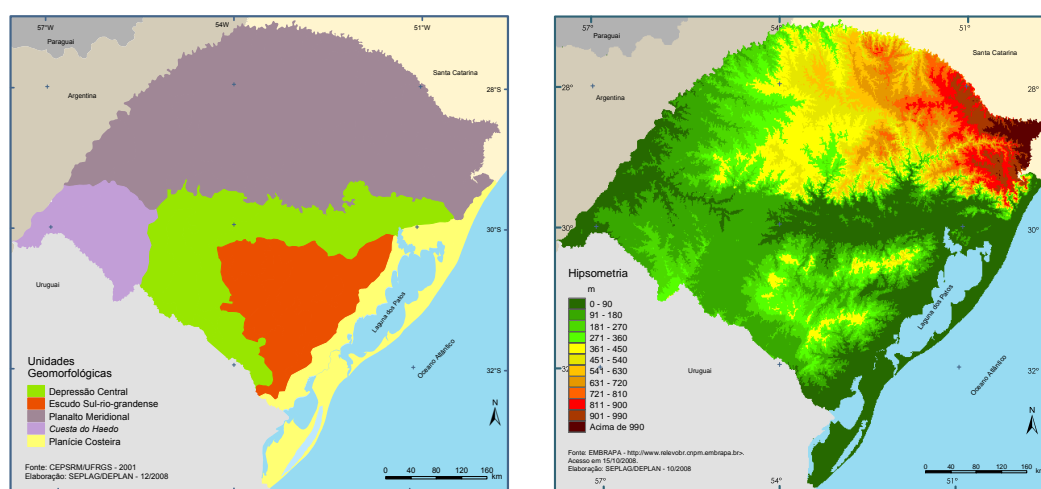
INTRODUÇÃO

O nevoeiro é um conjunto de gotas de água muito pequenas, geralmente microscópicas, suspensas no ar que reduzem a visibilidade horizontal para menos de um quilômetro junto à superfície. Tais gotas se formam devido à condensação do vapor d'água contido na baixa atmosfera quando a mesma atinge a saturação. Quando a redução da visibilidade for superior a 1 km , é denominado neblina ou névoa úmida (WMO, 1995).

Do ponto de vista social, o nevoeiro é um fenômeno meteorológico que afeta o cotidiano de muitas pessoas em suas mais variadas atividades, uma vez que é responsável por reduzir a visibilidade junto à superfície terrestre. Nas estradas, ele está associado com produção de trânsito lento, engarrafamentos e acidentes. Considerando-se o transporte aéreo, centenas de pessoas são prejudicadas pela necessidade de fechamento de aeroportos. Assim, faz-se necessário compreender e mapear esse fenômeno em determinadas regiões antes de receber grandes investimentos a fim de evitar gastos complementares. Um exemplo disso é a construção de novos aeroportos. Recentemente, o Aeroporto Salgado Filho, em Porto Alegre, recebeu a instalação do equipamento *Instrument Landing System* (ILS-2) ao custo total de R\$ 46,5 milhões de reais (G1 RS, 2014). O ILS é um conjunto de equipamentos que auxilia o pouso e decolagem dos aviões em condições de baixa visibilidade horizontal e vertical. Um estudo para os Estados Unidos da América (VALDEZ, 2000) concluiu que se houvesse maior acurácia na previsão de teto ou visibilidade, com 30 minutos de antecedência, poderia diminuir o número de atrasos causados pelo tempo em torno de 20% a 35%. Naquele país, em escala nacional, tal valor representaria uma redução entre 500 e 850 milhões de dólares anualmente. De fato, os efeitos do nevoeiro na vida humana foram identificados desde as civilizações mais primitivas. Contudo, seus impactos aumentaram consideravelmente nas últimas décadas em função do aumento do tráfego aéreo, marítimo e terrestre. Além do mais, perdas humanas e materiais associadas à redução da visibilidade horizontal são comparadas às aquelas associadas a eventos de tempo severo, como tornados e até mesmo furacões (GULTEPE et al., 2007).

Vários fatores afetam o processo de formação de nevoeiro. Entre eles destaca-se o relevo e as circulações locais e de grande escala. Por serem fatores bastante distintos, sua interação traz dificuldade à previsão deste fenômeno. Sinclair (1996) mostrou que há uma faixa com grande frequência de anticiclones entre as latitudes 25° e $40^{\circ}S$. Estes sistemas, por muitas vezes, podem ser fonte de ar frio no inverno, aumentando a turbidez atmosférica e favorecendo a formação de nevoeiro, enquanto que ventos fortes podem ocorrer na periferia do sistema. Especificamente em relação ao Rio Grande do Sul, uma análise do relevo (figura 1(b)) mostra que há variações de 0 a 1389 m de altitude em sua extensão (GUASSELLI et al., 2006). Ao norte do RS localiza-se o Planalto Meridional

(700 a 1389 m) e ao sul, o Escudo Sul-rio-grandense (200 a 600 m). Dividindo estas duas regiões localiza-se a Depressão Central (figura 1(a) – 100 a 300 m) tendo o arroz como principal cultivo, seguido da soja, milho e tabaco (GUASSELLI et al., 2006). Desta forma, a Depressão Central é uma região mais baixa quando comparada às regiões adjacentes, caracterizando, desta forma, uma região propícia ao acúmulo de ar frio no período noturno, sobretudo nas regiões próximas à escarpa das regiões mais elevadas. Além disso, a presença de culturas alagadas na região configura uma fonte local de umidade para o ar atmosférico.



(a)

(b)

Figura 1 – Características geomorfológicas do Rio Grande do Sul.

Fonte: Adaptado de SEPLAN - Secretaria do Planejamento e Desenvolvimento Regional (2015).

O objetivo deste trabalho é caracterizar a ocorrência e a formação de nevoeiros na região central do Rio Grande do Sul. Contudo, no contexto deste trabalho será dada uma classificação mais geral, considerando-se nevoeiro toda redução de visibilidade horizontal devido à saturação atmosférica e, conseqüentemente, a formação de gotículas próximo à superfície. O período avaliado se dá entre 01/01/2003 e 31/12/2013. Como objetivos específicos do trabalho destacam-se:

- quantificar a frequência média de ocorrência de nevoeiros para diferentes horários do dia;
- associar a ocorrência de nevoeiros à atuação de anticiclones na região central do Rio Grande do Sul;
- caracterizar campos meteorológicos médios associados à ocorrência de nevoeiro em situação de anticiclones;
- investigar os processos de transporte de vapor d'água para a formação de nevoeiros

O texto que apresenta este trabalho está organizado da seguinte forma:

O capítulo 1 – Caracterização geral do fenômeno de nevoeiro – aborda a revisão bibliográfica sobre o tema principal do trabalho, ou seja, a formação de nevoeiros.

O capítulo 2 – Metodologia – descreve os materiais e métodos utilizados para o desenvolvimento do trabalho.

O capítulo 3 – Resultados – apresenta os resultados obtidos a partir da metodologia estabelecida.

O capítulo 4 – Conclusão – avalia os resultados encontrados, comparando-os com outros trabalhos científicos, além de propor novas etapas para a pesquisa.

1 CARACTERIZAÇÃO GERAL DO FENÔMENO DE NEVOEIRO

O fenômeno de nevoeiro está diretamente associado ao aumento da concentração de água líquida na atmosfera, próximo à superfície. Tal aumento só se faz possível através dos processos de saturação e supersaturação do vapor d'água atmosférico em relação à água líquida. Desta forma, é necessário entender claramente os processos físicos que levam a atmosfera a atingir este estado termodinâmico específico e relacioná-los com as condições meteorológicas atuantes e vindouras para um dado local, de forma que se possa prever a ocorrência do fenômeno.

O processo de formação do nevoeiro é semelhante ao processo de formação de nuvens, nas quais a massa de ar se torna saturada de vapor d'água, contudo, isso ocorre próximo à superfície (ROGERS; YAU, 1989). O nevoeiro difere das nuvens somente pela sua base, a qual se encontra em contato com a superfície da Terra (CURRY; WEBSTER, 1998). Do ponto de vista da microfísica de nuvens, os nevoeiros são equivalentes a nuvens do tipo *stratus* (ROGERS; YAU, 1989; COTTON; ANTHES, 1989). Pela classificação de nuvens, elas são do tipo baixas (base abaixo de 2 km) e não apresentam desenvolvimento vertical expressivo até 1 km de altura (HOUZE JR., 1993).

Na literatura existem vários tipos de classificação de nevoeiros, tanto quanto à localização quanto à sua formação (TAYLOR, 1917; WILLETT, 1928; COTTON; ANTHES, 1989). Neste trabalho serão abordados os nevoeiros mais frequentes no sul do Brasil.

O resfriamento isobárico é responsável, principalmente, pela formação e desenvolvimento do nevoeiro de radiação. Caracteriza-se por ocorrer durante à noite sob condições de céu claro ou poucas nuvens – momento em que a temperatura do ar diminui por perda radiativa em ondas longas pela superfície da Terra – (MEYER; LALA, 1990; HOUZE JR., 1993; CURRY; WEBSTER, 1998), mínima velocidade do vento e alta umidade relativa do ar (PETTERSSSEN, 1939). Então, o ar acima da superfície resfria-se por perda de radiação de onda longa e tal resfriamento propaga-se para o espaço. Sendo suficiente a perda radiativa pela atmosfera, o ar atingirá a temperatura do ponto de orvalho formando o nevoeiro. Ele pode se tornar espesso opticamente quando o nível máximo de resfriamento por radiação de onda longa ocorrer no topo do nevoeiro. Isso permite que a propagação vertical desta nuvem e os processos radiativos possam deixar o seu interior isotérmico. O resfriamento do topo pode desestabilizar o gradiente térmico dentro do nevoeiro levando ao aumento da mistura turbulenta que atua no desenvolvimento do nevoeiro se o ar acima for úmido. Em contra ponto, a mistura turbulenta também atua na dissipação do nevoeiro em conjunto com a diminuição do resfriamento radiativo por aquecimento solar (CURRY; WEBSTER, 1998). Ainda, o nevoeiro de radiação pode ser intensificado por ar frio que desce pelas encostas de uma depressão topográfica, como um vale ou bacia (BELORID et al., 2014).

O nevoeiro frontal é assim denominado por estar associado à passagem de frentes ou em regiões com grande atividade ciclônica (WILLETT, 1928). Este nevoeiro foi classificado em nevoeiros pré-frontal, pós-frontal e passagem de frente (BYERS, 1959 apud GULTEPE et al., 2007). O primeiro ocorre quando a frente quente favorece a evaporação da chuva dentro do ar frio e estável causando a saturação e formação do nevoeiro. O nevoeiro pós-frontal forma-se na região fria da frente sendo semelhante ao primeiro caso. No entanto, este é espacialmente menor pois a precipitação na parte fria da frente é menor que na frente quente. Já os nevoeiros de passagem frontal estão associados à mistura de ar saturado junto a massas de ar quente e frio. De uma maneira geral, a formação do nevoeiro frontal se dá pela adição de umidade por precipitação (CURRY; WEBSTER, 1998; COTTON; ANTHES, 1989). Os nevoeiros originados a partir da frente fria ocorrem em maior quantidade que os de frente quente para a região de Pelotas (OLIVEIRA; FEDOROVA, 1998), até porque a atuação de frentes quentes no sul do Brasil é muito baixa comparada às frentes frias.

O nevoeiro de advecção é dependente do transporte de ar entre regiões de temperaturas de superfície diferentes, como uma massa de ar quente e úmida sobre uma massa de ar fria (WALLACE; HOBBS, 2006) ou uma massa de ar quente que se desloca por uma região cuja superfície é mais fria que o ar que se desloca. Frequentemente encontrado na costa oeste da América do Sul, é relativamente mais fácil de prever o local de início e as propriedades médias deste nevoeiro devido à persistência do vento e da temperatura da superfície do mar (STULL, 1988).

Ainda pode ocorrer o nevoeiro de advecção-radiação que é um fenômeno costeiro que resulta do resfriamento radiativo do ar úmido sendo transportado sobre a terra a partir do oceano ou qualquer grande corpo de água durante o dia anterior (RYZNAR, 1977).

1.1 Saturação do ar

O ar insaturado pode tornar-se saturado por maneiras diversas:

- (i) pelo resfriamento do ar até atingir a temperatura do ponto de orvalho (T_d), fazendo com que as taxas de evaporação e condensação do vapor d'água entrem em equilíbrio ao atingir a condição de umidade relativa igual a 100%, sem a adição de vapor d'água;
- (ii) por adição de vapor d'água a partir da evaporação d'água da superfície, ou evaporação via precipitação através do ar insaturado (PETTERSEN, 1939), ou, ainda, por transporte advectivo de vapor d'água;

- (iii) por mistura de massas de ar com temperaturas diferentes, resultando em uma massa de ar saturada (CURRY; WEBSTER, 1998);

O resfriamento do ar é o responsável pela maioria das formações de nevoeiro e pode acontecer por diversas causas (TAYLOR, 1917; EPPERLY, 1933; PETTERSSSEN, 1939; CURRY; WEBSTER, 1998). Observando a equação da primeira lei da termodinâmica associada à equação dos gases ideais (PETTERSSSEN, 1939; ROGERS; YAU, 1989):

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{dq}{dt} + \frac{R T}{c_p p} \frac{dp}{dt} \quad (1.1)$$

sendo T a temperatura do ar, c_p o calor específico à pressão constante. $q = \frac{Q}{m}$ é a quantidade de energia trocada na forma de calor Q por unidade de massa m ; $R = \frac{\Re}{M}$ é a constante dos gases para uma dada amostra de ar atmosférico, dada pela razão entre constante dos gases ideais, $\Re = 8,31 JK^{-1} mol^{-1}$, e a massa molar M da amostra de ar atmosférico; p a pressão; e t o tempo.

O termo $\frac{dq}{dt}$ representa a taxa com que a energia na forma de calor é trocada. Escrevendo a taxa de variação da pressão $\frac{dp}{dt}$ como a soma entre um termo de variação local e a contribuição do transporte advectivo, resulta:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} p \quad (1.2a)$$

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V}_h \cdot \vec{\nabla}_h p + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (1.2b)$$

sendo $\vec{V} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ o vetor que define o campo de velocidade do vento em suas componentes zonal u , meridional v e vertical w . Além disso, na equação 1.2b o operador vetorial $\vec{\nabla}$ foi separado em parte horizontal $\vec{\nabla}_h$ – zonal e meridional – nas direções \hat{i} e \hat{j} e em uma componente vertical $\frac{\partial}{\partial z}\hat{k}$ na direção vertical. Substituindo-se 1.2b em 1.1:

$$\frac{dT}{dt} = \underbrace{\frac{1}{c_p} \frac{dq}{dt}}_A + \underbrace{\frac{R T}{c_p p} \frac{\partial p}{\partial t}}_B + \underbrace{\frac{R T}{c_p p} \vec{V}_h \cdot \vec{\nabla}_h p}_C + \underbrace{\frac{R T}{c_p p} w \frac{\partial p}{\partial z}}_D \quad (1.3)$$

sendo $\vec{V}_h = u\hat{i} + v\hat{j}$. Para avaliar o comportamento da atmosfera a partir da equação 1.3, em relação à formação de nevoeiros, deve-se avaliar o movimento do ar sobre a superfície. Os termos da equação 1.3 que controlam a mudança da temperatura através

do movimento do ar são (PETTERSSSEN, 1939):

Termo A: aquecimento/resfriamento não-adiabático

Termo B: variação local na pressão

Termo C: fluxo de ar através das isóbaras

Termo D: movimento vertical na atmosfera.

Cada termo descreve um processo físico associado à variação de temperatura do ar. O resfriamento não-adiabático (Termo A) é o principal fator na produção de nevoeiro. Além disso, em geral, tal termo diferencia o processo de formação de nevoeiro de radiação e nevoeiro de advecção. A maioria dos nevoeiros são causados pela combinação de resfriamento radiativo e advectivo. O termo de mudança local de pressão (Termo B) é importante no processo de resfriamento e formação de nevoeiros somente quando o ar flui durante um longo intervalo de tempo sobre uma área onde a pressão cai rapidamente. O Termo C representa o papel do escoamento através das isóbaras. Este termo só é importante quando o gradiente de pressão é intenso. Sendo este o caso, acontecerá que a velocidade do vento será intensa causando uma mistura vertical considerável gerando uma super compensação do fluxo de ar decorrente do ar através das isóbaras. No entanto, este termo é desprezível comparado aos outros. O efeito dos movimentos verticais na atmosfera na variação da temperatura são descritos pelo Termo D. Em escoamentos montanha a cima, por exemplo, o efeito de resfriamento adiabático pode ocasionar a formação de nevoeiros em uma atmosfera estratificadamente estável. Caso contrário, pode ocorrer desenvolvimento convectivo (PETTERSSSEN, 1939).

Além do resfriamento, a saturação pode ser atingida pelo acréscimo de vapor d'água na atmosfera, como por exemplo os processos de evaporação¹. A saturação pela evaporação da água em um ambiente não saturado pode ser expresso por um fator de proporcionalidade $(E - e)$, sendo E a pressão de saturação do vapor d'água na atmosfera correspondente à temperatura da água líquida (uma superfície de água líquida) e e , a pressão de vapor d'água atual do ar (PETTERSSSEN, 1939). Se $e \approx E$, a evaporação diminui e tende a encontrar equilíbrio. A pressão de saturação do vapor d'água no ar é representada por e_s . Se a temperatura do ar for menor que a temperatura da água líquida, a água se evaporará até que a pressão de saturação do vapor correspondente à temperatura da água líquida seja igual à pressão de vapor d'água atmosférico. Neste caso, $E = e \geq e_s$. Nestas condições, o ar ficará supersaturado e, se houver a presença de núcleos de condensação em número suficiente, poderá haver a formação de gotas e, então, a formação de nevoeiros exclusivamente pela evaporação.

¹Aqui, por evaporação entende-se que a taxa de evaporação é maior que a taxa de condensação, gerando assim um saldo líquido de evaporação

Há um outro processo isobárico que pode levar à saturação do ar e ocorre quando duas massas de ar com diferentes temperaturas e umidade se misturam isobaricamente (CURRY; WEBSTER, 1998; ROGERS; YAU, 1989). Considerando-se duas massas de ar ($i = 1, 2$), cada uma com massa m_i , temperatura T_i e umidade específica q_{v_i} , a umidade específica da mistura é dada pela média ponderada pela massa das amostras da umidade específica individual de cada amostra:

$$q = \frac{m_1}{m_1 + m_2} q_{v_1} + \frac{m_2}{m_1 + m_2} q_{v_2}. \quad (1.4)$$

Em analogia à equação 1.4, a razão de mistura w_v e a pressão de vapor da mistura também são médias ponderadas dos valores individuais de cada amostra:

$$w_v \approx \frac{m_1}{m_1 + m_2} w_{v_1} + \frac{m_2}{m_1 + m_2} w_{v_2} \quad (1.5)$$

$$e \approx \frac{m_1}{m_1 + m_2} e_1 + \frac{m_2}{m_1 + m_2} e_2 \quad (1.6)$$

Não havendo troca de energia na forma de calor durante o processo de mistura (processo adiabático), a temperatura T da amostra, formada pela mistura das duas massas de ar, é dada por:

$$T = \frac{m_1 c_{p_1} T_1 + m_2 c_{p_2} T_2}{m_1 c_{p_1} + m_2 c_{p_2}} \quad (1.7)$$

onde $c_{p_i} = c_{pd} + 0,9w_{v_i}$ é o calor específico à pressão constante da i -ésima amostra de ar, dado em função do calor específico do ar seco $c_{pd} = 287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, da concentração de vapor d'água (expressa pela razão de mistura) e do calor específico à pressão constante do vapor d'água $c_{p_v} = 465,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. A contribuição da concentração do vapor d'água para o calor específico é desprezível, uma vez que w_{v_i} é da ordem de 10^{-3} a $10^{-2} \text{ kg kg}^{-1}$, e então $c_{pd} \gg 0,9w_{v_i} c_{p_v}$. Assim, pode-se considerar que $c_{p_i} \approx c_{pd}$. Logo, a equação 1.7 se reduz na seguinte expressão:

$$T \approx \frac{m_1}{m_1 + m_2} T_1 + \frac{m_2}{m_1 + m_2} T_2 \quad (1.8)$$

ou seja, a equação 1.8 expressa a média ponderada das temperaturas das amostras pela massa das amostras. Neste caso, quando uma massa de ar muito mais frio se mistura com uma massa de ar quente e úmida, a temperatura final da mistura pode ser suficientemente baixa para que a nova massa de ar se torne saturada (ROGERS; YAU,

1989).

1.2 Condição sinótica para a ocorrência de nevoeiro

As condições descritas por Piva e Fedorova (1999) para o nevoeiro de radiação são:

- (a) existência de condições para o acúmulo de umidade em baixos níveis;
- (b) situações sinóticas com vento fraco, associado a baixos gradientes de pressão;
- (c) inversão de temperatura;
- (d) ausência de convecção térmica

Tais condições estão, em geral, associadas aos anticiclones (SINCLAIR, 1996; PIVA; FEDOROVA, 1999; KORAČIN et al., 2001). Como os sistemas de alta pressão podem ser fonte de ar frio no inverno, aumento do acúmulo de partículas sólidas e líquidas que absorvem ou espalham radiação na atmosfera (FATTORI; FISCH; JANUARIO, 1987; SINCLAIR, 1996), a presença de anticiclones podem favorecer a formação de nevoeiros longe da periferia do sistema de alta pressão, uma vez que em tal região podem ocorrer ventos intensos, o que dificulta a formação do nevoeiro (SINCLAIR, 1996).

Ainda, segundo Gerber (1981), o aumento da turbulência associada a ventos mais fortes deixam pouco espesso ou dissipam o nevoeiro de radiação. Aparentemente uma turbulência intensa deixa o ar mais seco, seja pelo aumento da deposição de água (orvalho) junto à superfície mais fria ou pelo entranhamento de ar seco de níveis superiores.

Em termos da escala sinótica, Meyer e Lala (1990) encontraram cinco padrões (figura 1.1) para 143 eventos de nevoeiro de radiação. Destes, 40% são encontrados na presença de um anticiclone. O padrão tipo 1 (figura 1.1a) tem uma isóbara fechada sobre Albany. A situação tipo 2 (figura 1.1b) é caracterizada por uma crista aberta que engloba a região de Albany. O tipo 3 (figura 1.1c) é característico por frente fria ou passagem do cavado. O tipo 4 (figura 1.1d) ocorre quando há uma dissipação (frontólise) ou fraca zona frontal na vizinhança. Já o tipo 5 (figura 1.1e) é associado com o frio.

Uma maior incidência de nevoeiros na época fria do ano foi identificado por Pettersen (1939) e Meyer e Lala (1990), enquanto Epperly (1933) encontrou diminuição da média do número de nevoeiros e também da duração média com a aproximação do verão. A duração, frequência e intensidade do nevoeiro são amplamente reguladas pela pressão, temperatura e umidade, embora direção do vento, condições de céu e correntes de convecção desempenham uma importante parte na formação e dissipação do fenômeno (EPPERLY, 1933).

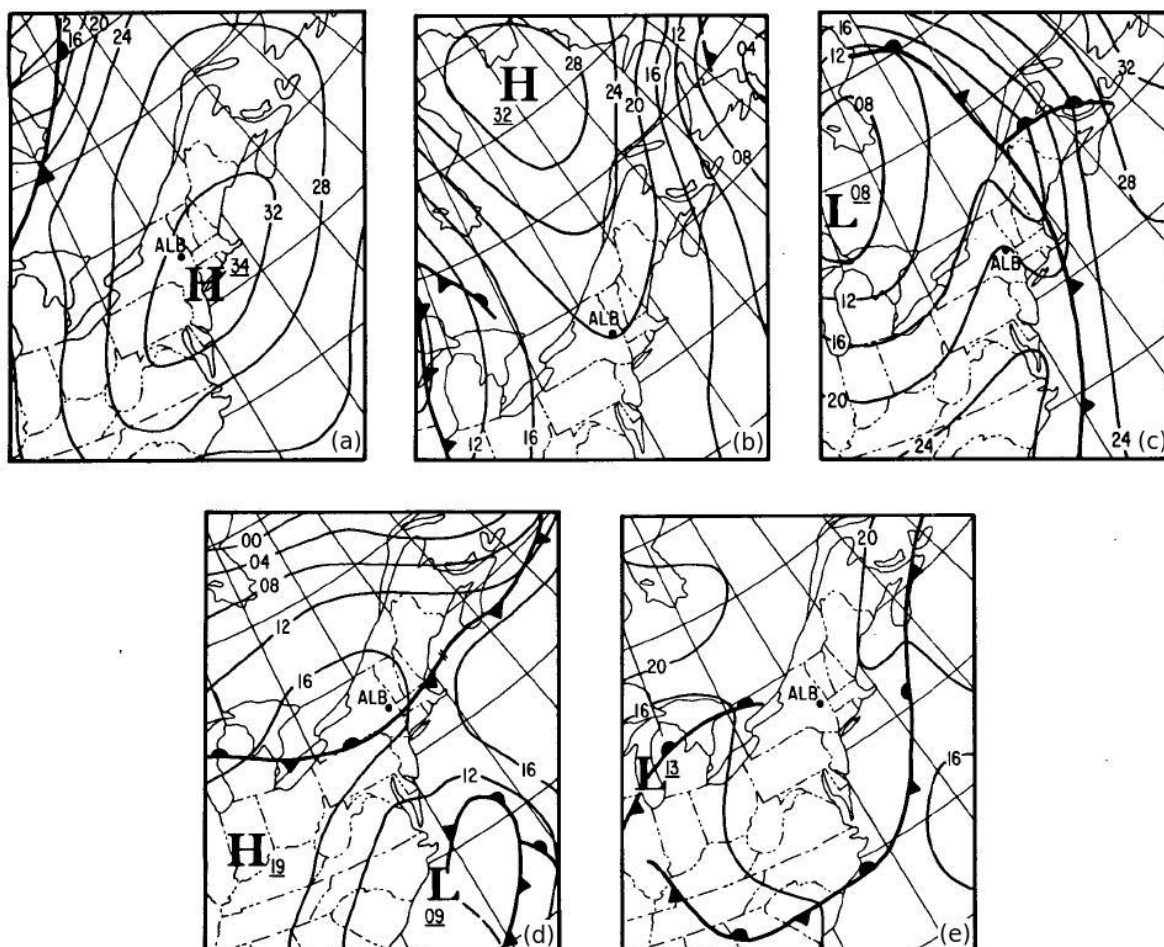


Figura 1.1 – Exemplos de padrões sinóticos associados a eventos de nevoeiros de radiação em Albany, Nova York, 1970-79. (a) Tipo 1—alta fechada, (2) tipo 2—crista maior, (c) tipo 3—crista pós-frontal, (d) tipo 4—frente fraca, (e) tipo 5—frio.

Fonte: Adaptado de Meyer e Lala (1990)

O resfriamento radiativo é um dos principais processos que levam à formação de nevoeiro e o seu desenvolvimento sobre áreas continentais. A formação do nevoeiro radiativo é principalmente controlada por resfriamento da umidade do ar por radiação de onda longa e mistura de calor e umidade na vertical, incluindo interações com a superfície da terra. O desenvolvimento pode ser mais influenciado por resfriamento de onda longa e entranhamento/desentranhamento turbulento até o topo da camada do nevoeiro e por processos microfísicos através da ativação de gotas (ZHANG et al., 2014).

1.3 Fatores que interferem na formação de nevoeiros

Segundo Cotton e Anthes (1989), o resfriamento radiativo, o orvalho e a sedimentação de gotas desempenham papéis importantes na formação do nevoeiro em geral. O primeiro é responsável pelo nevoeiro de radiação que se inicia através do forte resfri-

amento da superfície. Tal resfriamento proporciona que o ar próximo à superfície seja resfriado por condução. Além do mais, divergência do fluxo radiativo na atmosfera úmida é importante para a formação de nevoeiros (ZDUNKOWSKI; BARR; ZDUNKOWSKI; NIELSEN, 1972, 1969 apud COTTON; ANTHES, 1989).

A partir da modelagem numérica, Brown e Roach (1976) concluíram ser necessária a inclusão do resfriamento radiativo do ar para explicar a formação de nevoeiro de radiação em uma escala de tempo real durante o desenvolvimento constante de uma inversão de superfície. Isto pode ocorrer sobre certas circunstâncias onde a mistura pode produzir nevoeiro em uma escala de tempo muito pequena. Os autores chegaram a esta conclusão quando o modelo que eles utilizaram não formou nevoeiro durante uma integração de doze horas. No evento observado, o nevoeiro formou-se dentro de uma hora de condições iniciais semelhantes.

O papel da deposição do orvalho na superfície é responsável pelo desenvolvimento do transporte de umidade para baixo e a formação da inversão do ponto de orvalho noturno (COTTON; ANTHES, 1989). A deposição do orvalho é um fator fundamental na formação do nevoeiro: mesmo que a taxa de resfriamento radiativo possa levar o ar à saturação, se a taxa de deposição de orvalho e o transporte de umidade para baixo, associado a ela, é grande, a formação do nevoeiro pode ser inibida. Se a deposição do orvalho for um pouco menor, o resfriamento radiativo pode ser suficiente para iniciar a formação do nevoeiro (LALA; MANDEL; JIUSTO, 1975 apud COTTON; ANTHES, 1989) (BROWN; ROACH, 1976).

É amplamente aceito que a turbulência e o resfriamento radiativo interagem de certa forma controlando o nevoeiro de radiação (GERBER, 1981). Contudo, segundo o autor, nem sempre houve essa concordância e cita três momentos para essa interação com o passar dos anos:

- (I) A formação do nevoeiro de radiação próximo a uma superfície fria não é uma consequência direta do resfriamento, mas é um efeito da turbulência na camada limite de mistura próxima aos turbilhões saturados a diferentes temperaturas;
- (II) O resfriamento radiativo do ar próximo à superfície, por si só, pode ser suficiente para formar o nevoeiro;
- (III) Se faz necessário que a turbulência diminua para que o nevoeiro de radiação possa se formar, persistindo o resfriamento radiativo de gotículas. Esta ideia é a base da modelagem e medições do nevoeiro de radiação.

Ainda, segundo Gerber (1981), o aumento da turbulência associada a ventos mais fortes deixa pouco espessos ou até dissipa o nevoeiro. Aparentemente uma turbulência forte

deixa o ar mais seco por aumento da perda de umidade por formação de orvalho junto à superfície mais fria e por entranhamento de ar seco de níveis superiores.

Na escala da microfísica de nuvens, as gotículas do nevoeiro são muito pequenas e somente poucas gotículas ultrapassam os $20 \mu m$ de raio, enquanto que as gotículas de nuvens têm raios da ordem de $40 - 50 \mu m$ (COTTON; ANTHES, 1989). Por isso, a deposição de gotas pode desempenhar um importante papel na evolução estrutural do nevoeiro.

Durante períodos frios, o fluxo de retorno de umidade pode desestabilizar e deixar a camada limite planetária instável provocando alguns fenômenos atmosféricos, por exemplo: nevoeiro, garoa e sistemas de precipitação incluindo precipitação severa (WEISS, 1992; ESPINDOLA, 2015). Espindola (2015) estudou o escoamento do retorno de umidade sobre a Bacia do Prata identificando duas fases para esses escoamento: fase 1— ocorre intrusão de uma massa de ar fria e seca sobre a Bacia do Prata associada à tendência de aumento da pressão ao nível médio do mar por dois ou mais dias consecutivos; fase 2— intrusão de uma massa de ar quente e úmida quando há tendência de queda da pressão ao nível médio do mar por dois ou mais dias consecutivos.

Kaufmann (2011) avaliou a advecção de nebulosidade rasa devido à presença de um anticiclone na região da Confluência Brasil-Malvinas. O autor identificou situações de nevoeiro, precipitação de intensidade moderada à forte, eventualmente acompanhada de trovoadas e/ou rajadas de vento e queda de granizo, nas localidades de Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas.

2 METODOLOGIA

2.1 Conjunto de dados utilizados

Para a realização deste estudo, os casos de nevoeiro foram selecionados a partir dos registros de mensagens do tipo *Meteorological Aerodrome Report* (METAR) do aeródromo da Base Aérea de Santa Maria ($29, 71^{\circ} S$; $-53, 69^{\circ} S$). Tais mensagens foram obtidas da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET) e foram empregadas com o objetivo de identificar os eventos de nevoeiro no período de estudo entre 01/01/2003 e 31/12/2013. Adicionalmente, para a análise sinótica dos eventos (selecionados a partir do METAR), foram utilizados dados de *Final Analysis* (FNL) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, 2000). A variação da direção do vento é grande quando os ventos são fracos por isso não optou-se por avaliar esta variável.

2.1.1 Dados de METAR

Na figura 2.1, tem-se a representação de alguns códigos e os limites visuais (círculos) de 8 e 16km de raio que ajudam o observador na identificação do tipo de nevoeiro seguindo os critérios do METAR. O nevoeiro nas vizinhanças (VCFG), na figura 2.1(a), caracteriza-se por estar localizado em um raio entre 8 e 16km a partir do ponto de observação, enquanto que o nevoeiro parcial, em 2.1(c), cobre parte do ponto de observação com altura superior a dois metros acima do solo. A característica do nevoeiro baixo (MIFG) é possuir altura inferior a 2 metros (não mostrado). O nevoeiro e a névoa úmida, na figura 2.1(d), cobrem a região do ponto de observação (NOAA, 1998). O fluxograma 2.2 ilustra como é feita a tomada de decisões para a reportagem do tipo de nevoeiro quando há redução de visibilidade horizontal.

Neste estudo, as mensagens do METAR foram filtradas objetivamente, através de um *script* na linguagem *shell*, entre as que continham códigos referentes à saturação do ar, conforme tabela 2.1, e as que não continham foram descartadas. O código BCFG descreve uma condição de bancos de nevoeiros (BCFG). Este acabou sendo descartado devido à possibilidade de maquiagem a condição de saturação interessada. Esses bancos de nevoeiros podem se formar em alguma depressão de terreno, exemplificado em (b) na figura 2.1.

Finalmente, assumiu-se que se houvesse uma reportagem de nevoeiro em qualquer horário do dia, então este dia seria considerado como um dia de nevoeiro a fim de

contabilizar o total de nevoeiros durante o período do estudo. O horário em que foi reportado o nevoeiro foi utilizado para quantificar a frequência média de ocorrência de nevoeiros para diferentes horários. Mensagens de correção (COR) de mensagens do METAR – da mesma hora – e especial (SPECI) – quando há alguma mudança brusca no tempo – também formam avaliadas, no entanto não existem duas mensagens em uma mesma hora, permanecendo somente as mensagens das 00 às 03vUTC e de 09 até 23 UTC. Há uma lacuna de mensagens no aeroporto entre às 04 e 08 UTC, provavelmente pelo fechamento do aeródromo.

Tabela 2.1 – A interpretação do código do METAR.

Código	Interpretação
BR	névoa úmida
FG	nevoeiro
VCFG	nevoeiro nas vizinhanças
PRFG	nevoeiro parcial
MIFG	nevoeiro baixo

2.1.2 Final Analysis

Os dados FNL utilizados são oriundos do sistema de assimilação de dados e previsão *Global Forecast System* (GFS). Estes campos meteorológicos em forma de grade regular têm resolução espacial horizontal de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ e estão disponíveis a partir da superfície em 26 níveis (pressão e outros), sendo que os de pressão vão de $1000hPa$ à $10hPa$ ¹. Além disso, existem variáveis com um único nível, tais como pressão em superfície, temperatura e umidade relativa à $2 m$. A resolução temporal é de 6 horas, nos horários sinóticos de 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. O FNL difere dos dados operacionais do GFS pelo fato de ser processado em torno de uma hora depois da rodada regular do modelo. Este atraso proporciona o complemento de informações de, aproximadamente, 10% sobre os dados do GFS fornecendo um arquivo mais realístico das condições atmosféricas (NCEP, 2000).

¹Níveis de pressão dos FNL: $1000hPa$, $975hPa$, $925hPa$, $900hPa$, $850hPa$, $800hPa$, $700hPa$, $650hPa$, $600hPa$, $550hPa$, $500hPa$, $450hPa$, $400hPa$, $350hPa$, $300hPa$, $250hPa$, $200hPa$, $150hPa$, $100hPa$, $70hPa$, $50hPa$, $30hPa$, $20hPa$, $10hPa$.

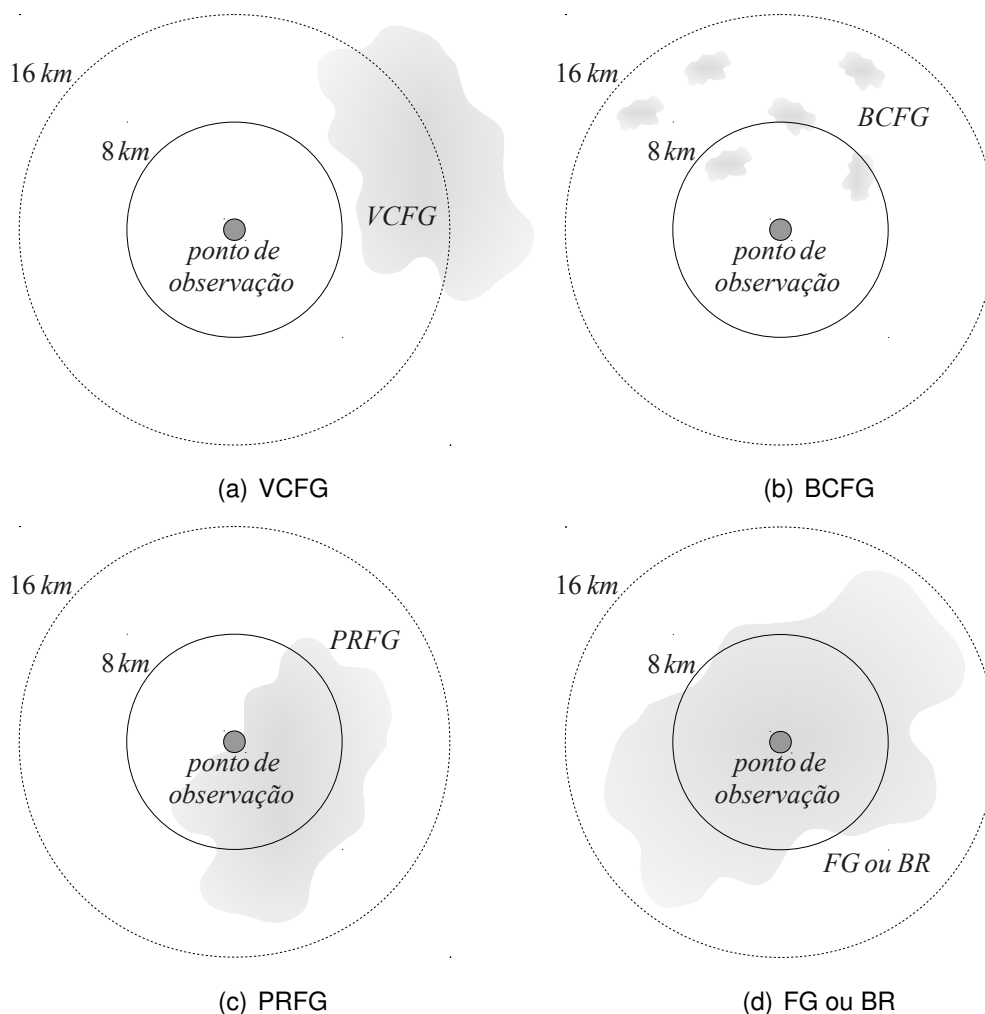


Figura 2.1 – Representação espacial, em relação ao ponto de observação, dos diferentes registros de nevoeiro no METAR.

Fonte: Adaptado de NOAA (1998).

2.2 Análise dos dados

2.2.1 Pressão média ao nível do mar

A pressão reduzida ao nível médio do mar (PRNMM) foi avaliada a partir da variável PRMSLmsl do FNL, em uma área de estudo entre as latitudes $10^{\circ}S$ e $65^{\circ}S$ e longitudes $100^{\circ}W$ e $10^{\circ}E$, conforme a figura 2.3. A fim de identificar a atuação de sistemas de alta pressão em superfície sobre a Região Central do RS, foram avaliados campos médios diários de PRNMM dentro do domínio descrito. Esta média diária foi obtida pela média aritmética dos quatro campos disponibilizados para cada dia.

Em cada um dos campos médios foi determinado se havia a atuação do anticiclone sobre a região de interesse do estudo. Para determinar a posição do centro de alta pres-

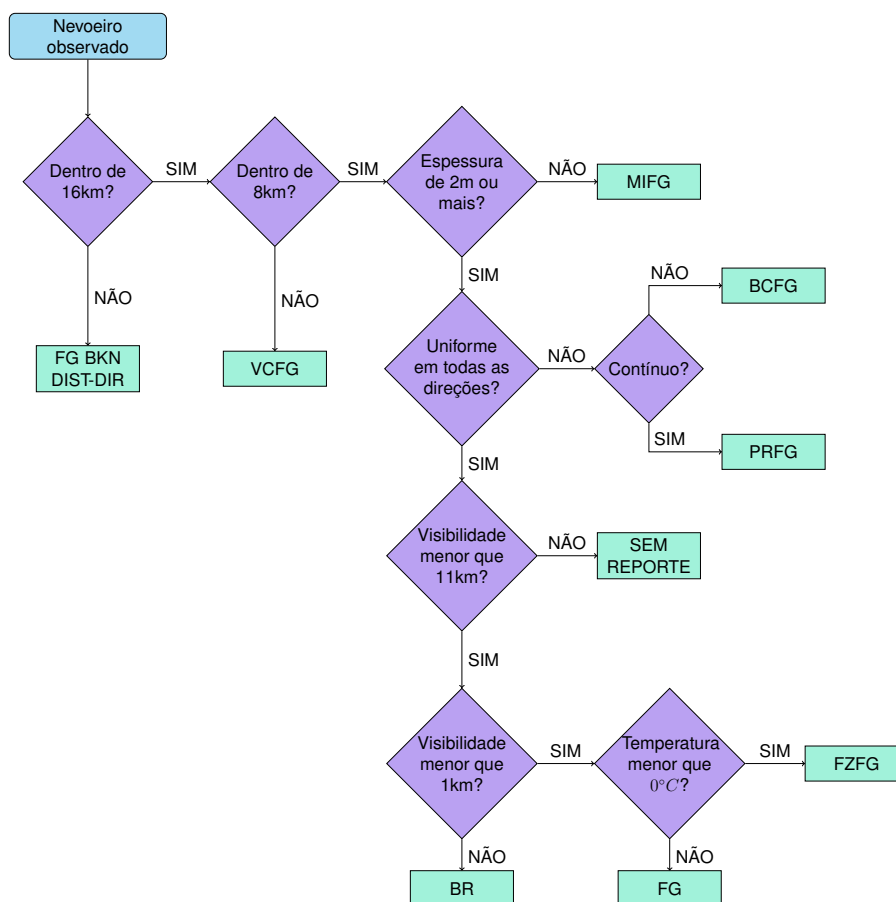


Figura 2.2 – Fluxograma de tomada de decisões para registro de formação de nevoeiro no METAR.

Fonte: Adaptado de NOAA (1998).

são desenvolveu-se um algoritmo semi-objetivo para a determinação de máximos locais de pressão e identificação de sistemas de alta pressão. Considera-se tal método semi-objetivo pois, apesar de realizar uma parte de sua tarefa de forma objetiva (determinação de máximos locais de pressão), a parte subjetiva fica a cargo do usuário (identificação de sistemas de alta pressão). Neste algoritmo, desenvolvido em GrADS (GRADS, 2015), testa-se se um ponto i, j da grade é um máximo local de PRNMM quando comparado com os pontos adjacentes em uma área delimitada pelas coordenadas $i - 2, i + 2, j - 2, j + 2$, conforme apresenta a figura 2.4. O valor de 2° para cada direção foi utilizado para considerar a escala sinótica (FUJITA, 1981), já que a grade do FNL é de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$. Se a coordenada i, j possuir um máximo local de pressão, este ponto é identificado no mapa através de um número, inicialmente igual a zero, que é incrementado a cada novo máximo local encontrado. Após avaliar todo o domínio do estudo, o algoritmo produz um mapa como apresentado na figura 2.5.

Baseado nos campos apresentados na figura 2.5, cabe ao usuário identificar se um dos máximos locais está associado a um sistema de alta pressão atuante sobre o

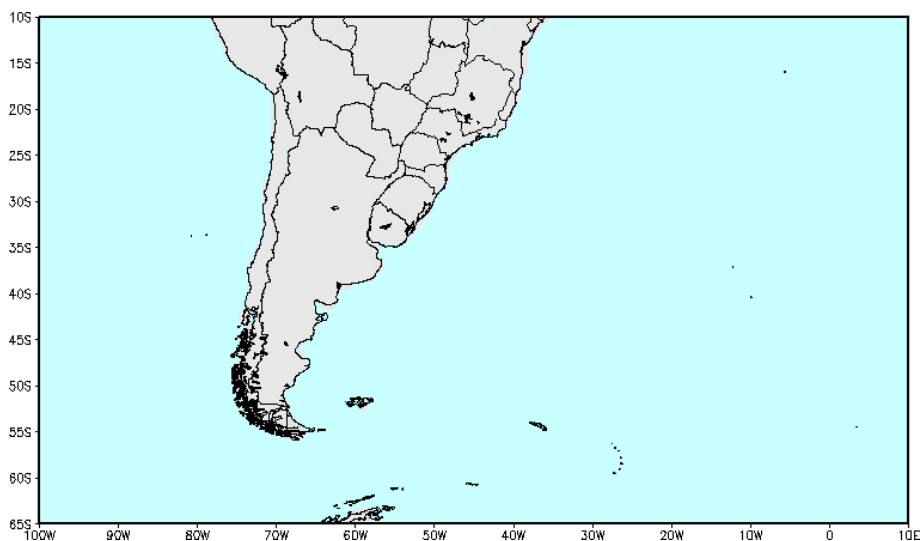


Figura 2.3 – Área de estudo entre as latitudes $10^{\circ}S$ e $65^{\circ}S$ e longitudes $100^{\circ}W$ e $10^{\circ}E$.

estado do Rio Grande do Sul. Assim, a atuação do sistema de alta pressão nesta área é determinada visualmente pelo usuário a partir da avaliação das isobáras. Portanto, se há anticiclone identificado por um máximo local e as isolinhas deste anticiclone encontravam-se fechadas sobre todo o Rio Grande do Sul, considera-se que a região é afetada pelo anticiclone, como mostrado na figura 2.5(a). Caso não ocorra a condição de isolinhas fechadas ou não exista anticiclone atuando, então o dia não é contabilizado, figura 2.5(b). Quando um sistema de alta pressão é identificado como atuante, o usuário informa ao algoritmo o número associado ao seu centro de alta pressão e o dado é registrado em uma lista de datas. Caso isso não ocorra, o usuário descarta o dado não informando ao algoritmo um ponto de máximo local. A figura 2.6 mostra o resultado final para a situação da figura 2.5. A figura 2.6(a) mostra um campo de PRNMM onde foi identificado o centro de alta pressão associado a um anticiclone atuante no estado e a figura 2.6(b) mostra um conjunto de dados que foi descartado.

Para evitar que anticiclones fossem contabilizados erroneamente, uma máscara sobre a região da Cordilheira dos Andes (região em cor branca nas figuras 2.5 e 2.6) foi utilizada para não contabilizar geopotencial maiores que 1500 metros.

Assim como os autores Lima (1982) e Piva e Fedorova (1999) avaliaram a posição do anticiclone em relação a um determinado ponto sobre o Rio Grande do Sul, a posição dos anticiclones também foi avaliada em relação à Santa Maria, classificando a posição do centro de alta pressão. A figura 2.7 mostra como a posição relativa dos anticiclones foi determinada em relação à Santa Maria considerando-se setores da rosa dos ventos.

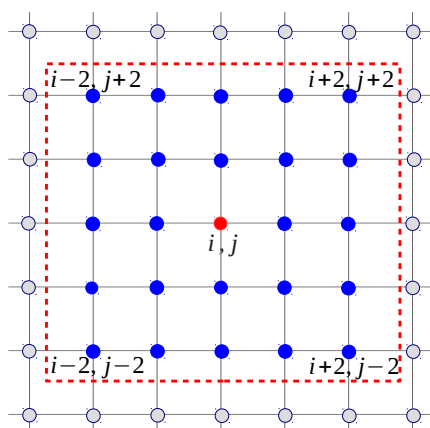


Figura 2.4 – Representa a identificação do centro de alta pressão (ponto vermelho) com os pontos adjacentes em uma área delimitada pelas coordenadas $i - 2, i + 2, j - 2, j + 2$ (linha tracejada vermelha).

Os setores circulares apresentados na figura 2.7 são prolongados para todo o domínio do estudo, indicado na figura 2.3.

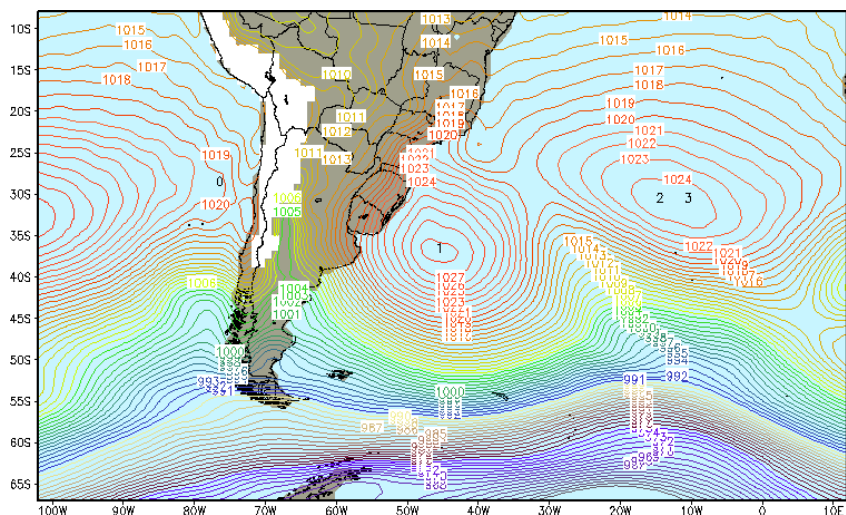
2.2.2 Variáveis médias em uma camada

Para avaliar o comportamento de diferentes variáveis atmosféricas e processos de transporte próximos à superfície utilizou-se um processo de média ponderada pela massa dentro de uma coluna. A figura 2.8 mostra a representação de uma coluna atmosférica centrada em um ponto de grade (x_i, y_i) do conjunto de dados FNL empregados neste estudo. Aqui, assume-se que cada ponto de grade está centrado em uma coluna de dimensões horizontais Δx_i e Δy_i , idênticos à resolução horizontal do dado FNL. Além do mais, assume-se que dentro dessa coluna cada variável é função apenas da coordenada vertical, sendo a coluna definida entre as posições verticais z_{is} em seu nível inferior e z_{it} no topo da coluna.

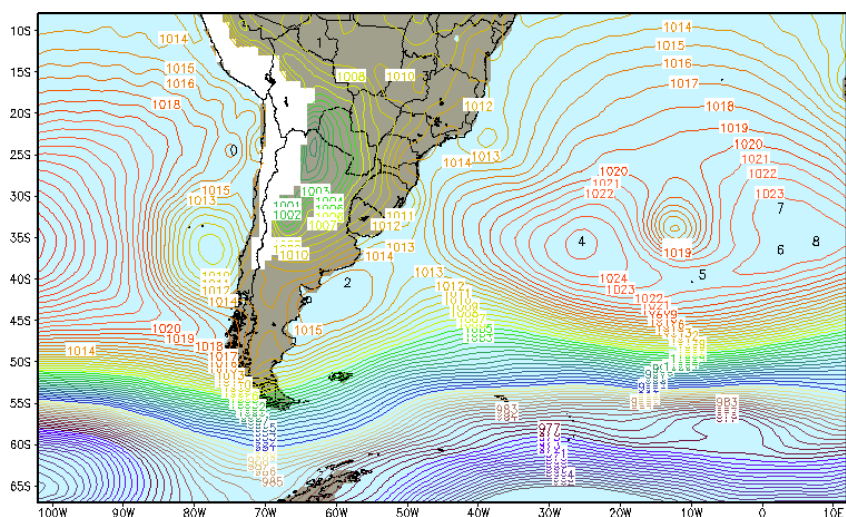
Segundo Peixoto e Oort (1992), a média vertical de uma variável atmosférica ponderada pela massa é dada por:

$$\langle \xi \rangle = \frac{\int_{z_s}^{z_t} \xi \rho dz}{\int_{z_s}^{z_t} \rho dz} \quad (2.1)$$

sendo $\langle \quad \rangle$ o operador média vertical ponderado pela massa, ξ é uma variável atmosférica



(a)



(b)

Figura 2.5 – Exemplo da identificação de máximos locais de pressão pelo método semi-objetivo. Os quadros (a) e (b) mostram para o usuário a posição dos máximos locais de pressão a partir dos números.

que depende apenas da altura na área horizontal da coluna na qual é integrada e ρ é a densidade do ar. Assumindo-se a hipótese de equilíbrio hidrostático:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (2.2)$$

sendo p a pressão atmosférica e $g = 9,8ms^{-2}$ o módulo do vetor aceleração gravitacional e substituindo-se 2.2 em 2.1, resulta:

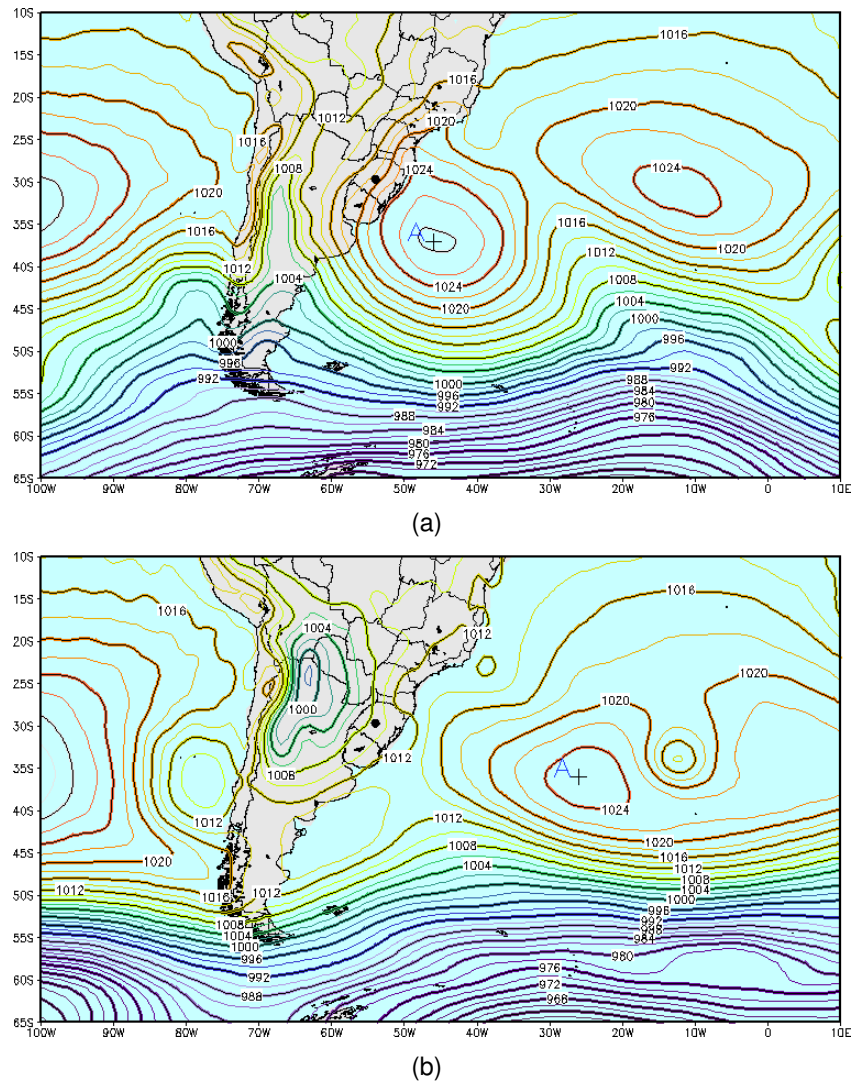


Figura 2.6 – Exemplo de como foi feita a identificação dos anticiclones pelo método semi-objetivo. Anticiclone contabilizado (a) e anticiclone não contabilizado (b).

Fonte: Adaptado de NOAA (1998).

$$\langle \xi \rangle = \frac{\int_{p_s}^{p_t} \left(-\frac{1}{\rho g} \right) \rho \xi dp}{\int_{p_s}^{p_t} \left(-\frac{1}{\rho g} \right) \rho dp}$$

$$\langle \xi \rangle = \frac{\int_{p_s}^{p_t} \xi dp}{\int_{p_s}^{p_t} dp}$$

$$\langle \xi \rangle = \frac{1}{p_s - p_t} \int_{p_t}^{p_s} \xi dp \quad (2.3)$$

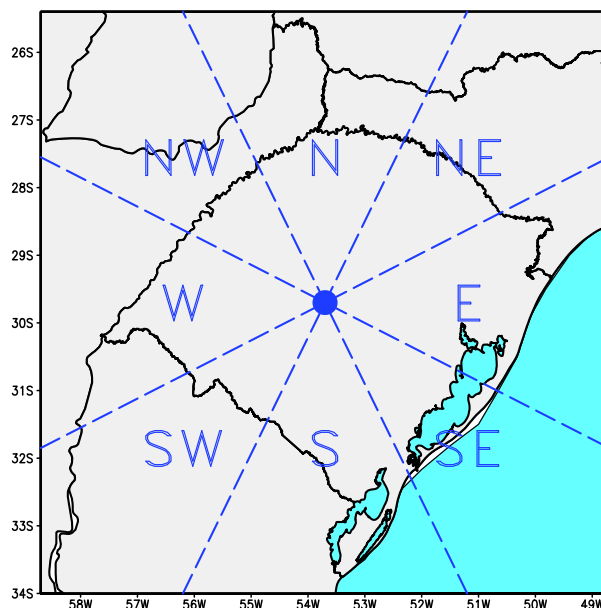


Figura 2.7 – Esquema de determinação da posição dos anticiclones em termos de setores circulares ao longo da rosa dos ventos.

onde os limites de integração p_s e p_t são os valores de pressão nas coordenadas verticais z_s e z_t , tal que $p_s = p(z_s)$ e $p_t = p(z_t)$.

A equação 2.3 necessita de um método numérico para resolver a integral ao ser aplicada em um conjunto de dados discretos, como os da FNL. Para realizar o procedimento de integração utilizou-se, neste trabalho, a função *vint* do *software* GrADS (*Grid Analysis and Display System*) (GRADS, 2015). Tal função tem como parâmetros de entrada a variável a ser integrada ξ e os limites de integração p_{hs}, p_{ht} , indicados em hectopascal. Matematicamente, a função *vint* é definida como:

$$vint(p_{hs}, \xi, p_{ht}) = j \int_{p_{hs}}^{p_{ht}} \xi dp = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} \xi dp \quad (2.4)$$

onde os limites de integração de pressão estão em hectopascal enquanto os limites de interação de altura então em metros. O parâmetro $j = 10^2 g^{-1} = 10, 2s^2 m^{-1}$, é um fator para realizar a correção da unidade de pressão de hectopascal para pascal (associada ao 10^2) e também realizar a transformação de coordenadas de altura para pressão (associado a g^{-1}). Nesta expressão é válido observar que também se assumiu a hipótese de equilíbrio hidrostático para transformar a integral em termos de posição vertical em uma integral entre níveis de pressão. Portanto, das equações 2.3 e 2.4:

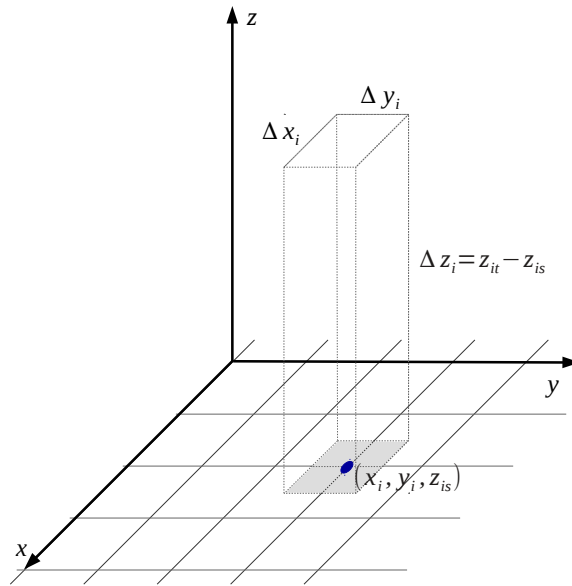


Figura 2.8 – Representação da coluna de altura $\Delta z_i = z_{it} - z_{is}$ para cada ponto de grade (x_i, y_i) a ser integrada no domínio utilizado.

$$\langle \xi \rangle = \frac{g}{p_s - p_t} \text{vint}(p_{hs}, \xi, p_{ht}) \quad (2.5)$$

onde p_s e p_t são expressos em pascal.

Para resolver numericamente a integral, a função *vint* considera os n níveis discretos contidos no intervalo de integração, assumindo que o valor de ξ_i em cada um destes níveis discretos é constante dentro de uma camada Δp_i . Cada camada de espessura Δp_i é definida pelos valores médios (aritmético) $p_{i,i+1}$ de pressão entre cada nível do conjunto de dados. Assim:

$$\begin{aligned} \Delta p_i &= p_{i,i+1} - p_{i+1,i+2} \\ p_{i,i+1} &= \frac{p_i + p_{i+1}}{2} \\ \Delta p_i &= \frac{p_i - p_{i+2}}{2} \end{aligned} \quad (2.6)$$

quando $i = 1$: $p_{i,i+1} = p_s$, e para $i = n$: $p_{i,i+1} = p_t$. A partir disso, a integral é calculada através da seguinte expressão:

$$vint = \sum_{i=1}^n \xi_i \Delta p_i \quad (2.7)$$

A figura 2.9 ilustra o algoritmo descrito para $vint$. É válido ressaltar que o valor da integral obtida por $vint$, neste exemplo, é igual a soma das áreas sombreadas em cada um dos retângulos.

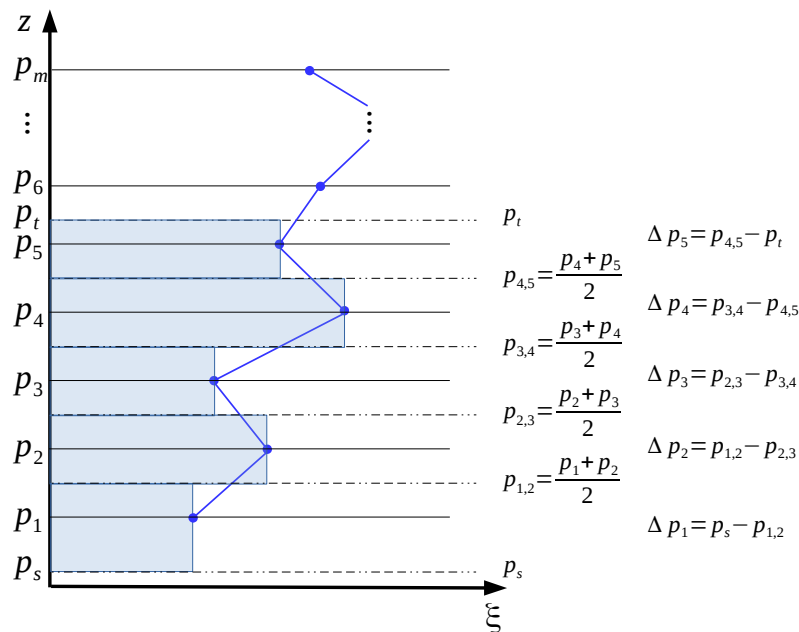


Figura 2.9 – Representação do esquema numérico de integração utilizado pela função “vint” do GrADS. A área destacada representa a integral numérica calculada pelo algoritmo.

2.2.3 Cálculos da advecção

A advecção de uma variável qualquer $\xi(x, y, z)$ é dada por:

$$adv(\xi) = -\vec{U} \cdot \vec{\nabla} \xi \quad (2.8)$$

onde $\vec{U} = (u\hat{i}, v\hat{j}, w\hat{k})$ é o vetor velocidade sendo u, v e w suas componentes ao longo dos eixos x, y e z , respectivamente, e $\vec{\nabla}$ é o operador diferencial nabla. Alinhando-se o eixo x com a direção dos paralelos e y com a direção dos meridianos, a componente u é

definida como a componente zonal do vento e v a componente meridional. Considerando apenas o escoamento horizontal, a advecção é dada por:

$$adv_h(\xi) = -\vec{U} \cdot \vec{\nabla}_h \xi = -\left(u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y}\right) \quad (2.9)$$

Os campos de advecção deste estudo foram obtidos a partir dos dados FNL. Como esses dados são discretos, é necessário utilizar um método numérico para obter as derivadas de ξ em um determinado ponto. Para realizar essa tarefa empregou-se o método de diferenças finitas centradas no ponto de interesse. Seja um ponto x_i, y_i de um plano qualquer p_i , conforme mostra a figura 2.10. O método das diferenças finitas aproxima o operador derivada parcial pela razão entre duas diferenças – da função a ser derivada e da variável independente a qual é realizada a derivada – tal que:

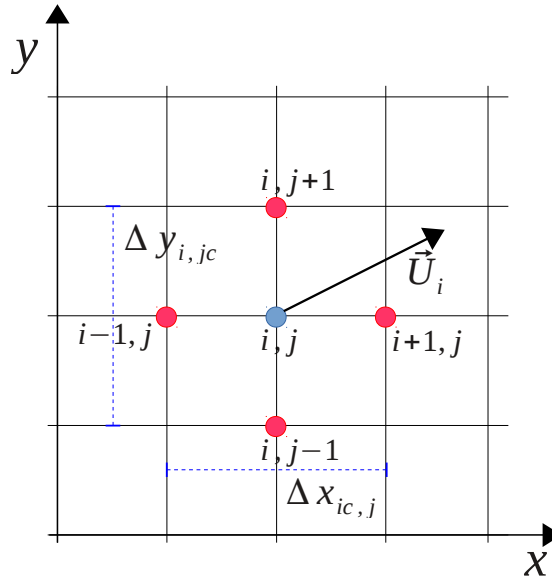


Figura 2.10 – Representação da disposição dos pontos de grade para o cálculo da advecção de uma variável meteorológica qualquer.

$$\left. \frac{\partial \xi}{\partial x} \right|_{i,j} \approx \frac{\partial}{\partial x} \xi_{i,j} = \frac{\Delta \xi_{ic,j}}{\Delta x_{ic,j}} = \frac{\xi_{i+1,j} - \xi_{i-1,j}}{x_{i+1,j} - x_{i-1,j}} \quad (2.10a)$$

$$\left. \frac{\partial \xi}{\partial y} \right|_{i,j} \approx \frac{\partial}{\partial y} \xi_{i,j} = \frac{\Delta \xi_{i,jc}}{\Delta y_{i,jc}} = \frac{\xi_{i,j+1} - \xi_{i,j-1}}{y_{i,j+1} - y_{i,j-1}} \quad (2.10b)$$

onde o índice c indica que a diferença é tomada em relação aos pontos adjacentes ao ponto i, j na direção que precede o índice.

O cálculo da advecção foi realizado utilizando-se o software GrADS (GRADS, 2015) a partir da função $cdiff(\xi, dim)$. Esta função calcula a diferença centrada de uma variável qualquer ξ em relação a uma dimensão qualquer especificada dim . Neste contexto é interessante escrever o operador gradiente, presente na definição da equação 2.9, em coordenadas esféricas. Assim, as derivadas parciais em termos da latitude e longitude são dadas por:

$$\frac{\partial}{\partial x} \xi_{i,j} = \frac{1}{R_T \cos(\phi_{ij})} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} = \frac{cdiff(\xi_{ij}, x)}{R_T \cos(\phi_{ij}) cdiff(\lambda_{ij}, x)} \quad (2.11a)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \xi_{i,j} = \frac{1}{R_T \cos(\phi_{ij})} \frac{\partial \xi}{\partial \phi} = \frac{cdiff(\xi_{ij}, y)}{R_T cdiff(\phi_{ij}, y)} \quad (2.11b)$$

onde $R_T = 6,37 \times 10^6 m$ é o raio médio da Terra, ϕ é a latitude e λ é a longitude, ambas expressas em radianos. Como cada ponto de grade i, j possui um vetor velocidade de componentes u_{ij}, v_{ij} , a advecção neste ponto de grade é calculada substituindo-se as equações 2.11 e 2.11 na equação 2.9, resultando:

$$adv_h(\xi_{ij}) = - \left(u_{ij} \frac{\partial \xi_{i,j}}{\partial x} + v_{ij} \frac{\partial \xi_{i,j}}{\partial y} \right) = - \left(\frac{u_{ij}}{R_T \cos(\phi_{ij})} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} + \frac{v_{ij}}{R_T} \frac{\partial \xi}{\partial \phi} \right) \quad (2.12a)$$

$$adv_h(\xi_{ij}) = - \left[u_{ij} \frac{cdiff(\xi_{ij}, x)}{R_T \cos(\phi_{ij}) cdiff(\lambda_{ij}, x)} + v_{ij} \frac{cdiff(\xi_{ij}, y)}{R_T cdiff(\phi_{ij}, y)} \right] \quad (2.12b)$$

2.2.3.1 Determinação da advecção para Santa Maria

A partir das equações 2.5 e 2.12b a advecção média de $\xi(x, y)$ na camada superficial (entre a superfície e $900hPa$) foi calculada para o domínio da figura 2.7. Contudo, aqui tem-se por interesse determinar a advecção de uma grandeza para a região central do Rio Grande do Sul, representada pela cidade de Santa Maria. As coordenadas geográficas desta cidade não coincidem com os pontos de grade do arquivo FNL, uma vez que o mesmo apresenta um espaçamento de grade horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$. A advecção na posição de Santa Maria foi estimada utilizando a função "gr2stn" do GrADS (GRADS,

2015). Esta função aplica uma interpolação bilinear para o ponto x, y de interesse a partir dos quatro pontos de grade que cercam a coordenada de interesse. A figura 2.11 apresenta a posição da cidade de Santa Maria, de coordenadas $C = (x, y) = (29, 7S; 53, 7W)$ e os quatro pontos lindeiros definidos em função da resolução horizontal do dado como:

$$C_1 = (x_1, y_1) = (30S; 54W)$$

$$C_2 = (x_2, y_2) = (30S; 53W)$$

$$C_3 = (x_1, y_1) = (29S; 54W)$$

$$C_4 = (x_2, y_2) = (29S; 53W).$$

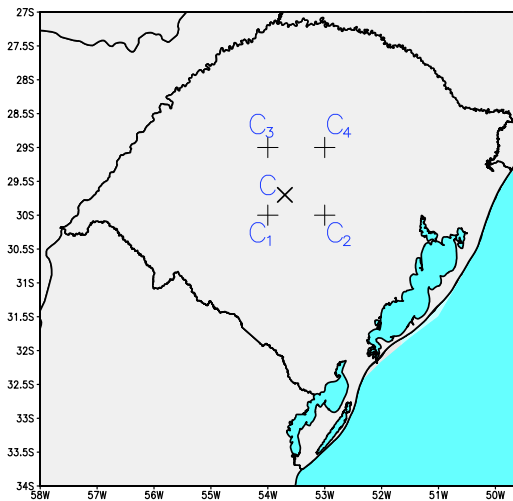


Figura 2.11 – Disposição dos pontos utilizados para o cálculo da advecção integrada na camada para Santa Maria-RS. O ponto indicado pelo \times localiza a coordenada C associada à Santa Maria, enquanto os símbolos $+$ representam os pontos de grade adjacentes C_i , $i = 1, 2, 3, 4$.

O método de interpolação bilinear é um método de interpolação linear aplicado em duas dimensões. Matematicamente, um valor de $\xi(x, y)$ desconhecido pode ser estimado a partir dos valores conhecidos de $\xi(C_i)$. A primeira interpolação linear é executada para a variável independente x , o que resulta (PRESS et al., 1992):

$$\xi(x, y_1) = \left[\frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} \right] \xi(C_1) + \left[\frac{x - x_1}{x_2 - x_1} \right] \xi(C_2) \quad (2.13a)$$

$$\xi(x, y_2) = \left[\frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} \right] \xi(C_3) + \left[\frac{x - x_1}{x_2 - x_1} \right] \xi(C_4) \quad (2.13b)$$

Interpolando linearmente as funções $\xi(x, y_1)$ e $\xi(x, y_2)$, dadas respectivamente pelas equações 2.13a e 2.13b, encontra-se o valor interpolado bilinearmente para a função ξ :

$$\xi(x, y) = \left[\frac{y_2 - y}{y_2 - y_1} \right] \xi(x, y_1) + \left[\frac{y - y_1}{y_2 - y_1} \right] \xi(x, y_2) \quad (2.14)$$

3 RESULTADOS

3.1 Caracterização dos nevoeiros

O número total de nevoeiros encontrados nas mensagens do METAR durante os onze anos analisados totalizou 1443 dias. Para o total de dias extraídos, as mensagens foram filtradas seguindo os códigos que reportam nevoeiros especificados na tabela 2.1 onde separou-se em três conjuntos de condições quanto à saturação. Esses conjuntos são mostrados na tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Conjunto de dados para avaliar a saturação da atmosfera.

Condições	Abreviação
Nevoeiro sem precipitação no dia e dia anterior	Classe A
Nevoeiro sem precipitação no horário	Classe B
Nevoeiro com precipitação	Classe C

Através do método semi-objetivo foram encontrados 1782 dias em que sistemas de anticiclones atuaram sobre o Rio Grande do Sul durante o período avaliado (01/01/2003 à 31/12/2013). A figura 3.5 mostra a distribuição da posição dos anticiclones em relação à Santa Maria (figura 2.7) durante as quatro estações do ano. Esta distribuição revela que os setores leste, sudeste e sul foram os de maior atuação da alta pressão. Observou-se que existem 1011 anticiclones atuando no período frio do ano contra 771 atuando no período quente.

A figura 3.1 foi obtida por médias mensais de ocorrência de anticiclones (1782 dias) e a 3.2 mostra a média para os 520 blocos dos mesmos anticiclones. Os blocos de anticiclones foram obtidos através das datas nas quais o anticiclone atua em dias consecutivos. Os blocos são separados pela primeira data do início da sequência, independente se a data final é em outro mês. Assim, ao comparar as figuras 3.1(a) e 3.2(a) elas são semelhantes. Por exemplo a figura 3.1(a) têm a média de ocorrência geralmente menor que a figura 3.2(a). A comparação de 3.1(b) e 3.2(b) é análoga a anterior, pois ocorre pequena variação dos anticiclones para os blocos de anticiclones. Portanto, o resultado mostra que pode-se utilizar tanto os dias quanto os blocos de nevoeiros. Ao utilizar os blocos pode-se ter ideia de advecção de temperatura, por exemplo, durante a atuação do sistema de alta pressão.

A figura 3.3 mostra a distribuição da duração dos 520 blocos de anticiclone. Mais de 60% dos blocos de nevoeiros têm duração de até três dias configurando a passagem de anticiclones transientes. Aproximadamente 10% são maiores que seis dias e apenas uma ocorrência de dez, doze e quatorze dias.

Quanto à convenção à restrição de visibilidade ditada em códigos no METAR (NOAA, 1998), esta será desconsiderada para tratar a condição de saturação do ar junto à superfície. A partir daqui a denominação de nevoeiro será dada para todos os códigos da tabela 2.1. Desta forma, a figura 3.4 mostra as condições em que ocorreram nevoeiros na região de Santa Maria. No conjunto *Classe C* estão todos os 1443 dias podendo existir nevoeiros com precipitação em qualquer momento do dia. Quando comparado aos dias de atuação de anticiclone este número cai para 648 ou 45% aproximadamente. No conjunto *Classe B*, são 1219 dias de nevoeiro sem precipitação na hora do registro. Na comparação com as datas de anticiclone este número chega a 590 dias ou 48%. Quando é retirada a condição de precipitação no dia e no dia anterior, *Classe A*, são contabilizados 731 dias de nevoeiro. Destes, 456 (62%) estão associados a sistemas de alta pressão. A diferença entre *Classe C* e *Classe B* associados a anticiclone é pequena (58 casos), então, o conjunto *Classe C* (648 dias) será avaliado juntamente com o conjunto mais restritivo *Classe A* (456 dias).

Os conjuntos *Classe A* e *Classe C* foram comparados quanto à média de ocorrência mensal por horário do dia. Na figura 3.6 os meses de maior ocorrência são junho e julho principalmente às 03UTC, podendo ocorrer em torno de sete nevoeiros (figura 3.6(b)). Em 3.6(a) os nevoeiros são menos comuns entre os meses de novembro a fevereiro. Nota-se que, dos cinco nevoeiros em 3.6(b), três são causados por nevoeiros sem precipitação (3.6(a)) nas 03UTC.

A figura 3.7 mostra os nevoeiros que ocorrem entre às 09 e 12UTC. Os conjuntos *Classe A* e *Classe C* são semelhantes entre si quanto ao número de ocorrências mensais até o mês de maio. Os meses de abril, maio e junho destacam-se por serem os meses de maior ocorrência de nevoeiros às 10UTC em ambas as classes. O conjunto *Classe A* (figura 3.7(a)) possui quase 50% menos nevoeiros que o conjunto *Classe C* (figura 3.7(b)). No entanto, o conjunto *Classe A* domina a ocorrência entre às 09 e 12UTC.

Às 13UTC (ou 10 horas local) é o horário em que mais há nevoeiros na média entre os meses de abril a agosto, como mostra a figura 3.8(a). Junho apresenta a maior média na *Classe C*, maio é o mês de maior frequência na *Classe A* e os desvios padrões ficam próximos de 10 ocorrências de nevoeiros nas duas classes.

A formação média mensal de nevoeiros entre 17 e 20UTC é a menor dentre todos os horários no conjunto *Classe A*, não chegando a três no mês de junho (figura 3.9(a)).

Nas horas finais do dia, figura 3.10(b), nota-se pequeno aumento no mês de junho em comparação a figura 3.9(b). Nos meses de abril e maio voltam a ocorrer nevoeiros às 23UTC e nos três horários de agosto o fenômeno reaparece na figura 3.10(a) comparada a 3.9(a).

A contribuição de cada setor (figura 2.7) para a frequência acumulada dos 456 eventos de nevoeiros associados a anticiclones é mostrada na tabela 3.2. O setor leste é o de maior acumulado de dias com 32, 24%, seguido de sudeste 23, 46% e sul 16, 67%.

Considerando um setor macro sudeste – leste, sudeste e sul –, este macro setor apresenta 72,37% dos casos de nevoeiro sem precipitação. Ainda, separando entre leste e oeste, observa-se a porção leste com total de 85,09% dos eventos. A estação do ano com menor número de nevoeiro foi o verão (5,04%). A primavera somou 12,06% de nevoeiros. O outono teve a maior ocorrência de eventos (43,42%) seguido do inverno (39,48%). Assim, o período frio do ano proporciona melhores condições para formação de nevoeiros.

Tabela 3.2 – Contribuição individual de cada setor e frequência de ocorrência dos nevoeiros associados a anticiclones.

Setor	Anticiclones	Frequência (%)
N	03	0,66
NE	58	12,72
E	147	32,24
SE	107	23,46
S	76	16,67
SW	38	8,33
W	25	5,48
NW	02	0,44

Tabela 3.3 – Ocorrência, por estação do ano, de nevoeiros associados a anticiclones.

Estação	Nevoeiros	Frequência (%)
Outono	198	43,42
Inverno	180	39,48
Primavera	55	12,06
Verão	23	5,04

3.2 Condição sinótica

A fim de caracterizar uma condição sinótica média para a ocorrência de nevoeiros associados a anticiclones (456 dias), foram obtidos campos médios de PRNMM para cada direção. A figura 3.11 apresenta a média da PRNMM e o desvio padrão para às 12UTC de cada setor definido anteriormente. Ao relacionar um valor de desvio padrão com o centro do anticiclone, percebe-se que os valores mais altos de desvio padrão estão afastados do centro do anticiclone. Estes valores são menores que $6hPa$ nos setores mostrados na figura 3.11 e destacam-se os setores NE, S e W onde o valor é menor que $4hPa$. Apesar de os desvios padrões não estarem próximos de zero, estes desvios são um artifício satisfatório para representar o anticiclone no campo médio da PRNMM por setores da rosa dos ventos. As médias dos setores norte e noroeste foram omitidas pois cada setor

têm três e dois casos, respectivamente. Devido à baixa amostragem não há sentido em aplicar avaliações estatísticas nos mesmos.

Os campos sinóticos médios do vento à 10 *m* na figura 3.12 mostram que, mesmo à 10 *m* altura, encontra-se condição de calmaria e conseqüentemente pouca mistura vertical. Ainda que essa variável esteja em uma altura onde o vento escoar com maior velocidade (3 *m/s*, como mostra a figura 3.12(d)), provavelmente a velocidade do vento em superfície é menor que 3 *m/s*. Em todos os outros gráficos a velocidade do vento na região de Santa Maria chega até 2 *m/s*.

A umidade relativa média e linhas de correntes à 10 *m* são mostradas na figura 3.13 através dos dados de análise final. Nos setores NE e N, as linhas de corrente mostram que a direção predominante do vento é de nordeste/norte sobre o estado do Rio Grande do Sul. Sobre a Depressão Central, nos setores E e SE, existe uma inflexão nas linhas de corrente identificando um escoamento que segue a topografia do terreno (figura 1(b)). Parte do vento flui pelo relevo menos elevado do RS durante a atuação do anticiclone transportando massas de ar de características distintas. Em nenhum dos setores a concentração de umidade extraído dos FNL alcançou 90% da saturação ou mais sobre a região central do Estado. Isto indica que os dados de análise final não apresentam uma descrição adequada do campo de umidade relativa o que pode implicar em maior dificuldade para os modelos meteorológicos preverem condições favoráveis à saturação.

Como os mapas sinóticos identificam, para determinadas posições do anticiclone, que existe inflexão nas linhas de corrente sobre a Depressão Central, isto pode indicar que exista transporte de umidade por este canal de terras baixas.

Então, a fim de avaliar este transporte, as advecções de temperatura, temperatura do ponto de orvalho e umidade específica integrada na camada por setores são mostradas nas figuras 3.14, 3.15 e 3.16, respectivamente. Para todos os setores da figura 3.14, a advecção tende a ser negativa ou nula na região da Depressão Central. O contrário pode se notar na figura 3.15, onde, exceto os setores SW e W, apresentam advecções positivas de T_d na extensão do vale da Depressão Central. Este sinal positivo também é observado principalmente nos setores NE, E, SE e S da figura 3.16 indicando que há advecção positiva de umidade específica sobre a área de estudo. Além disso, as figuras 3.15 e 3.16, nos setores NE, E, SE e S, apresentam uma espécie de “malha” a oeste de Santa Maria na região de advecção positiva. Esta configuração provavelmente é consequência da integração numérica.

A figura 3.17 mostra as advecções de temperatura (a), umidade específica entre à superfície e 900hPa (b) e temperatura do ponto de orvalho (c) durante a atuação do anticiclone para dois dias antes (D2), um dia antes (D1) e no dia do nevoeiro em diagramas de caixas (WILKS, 1995). Sobre os diagramas de caixa é apresentada uma linha (linha preta) representativa da média para cada horário sinótico de cada um dos dias, acompanhada

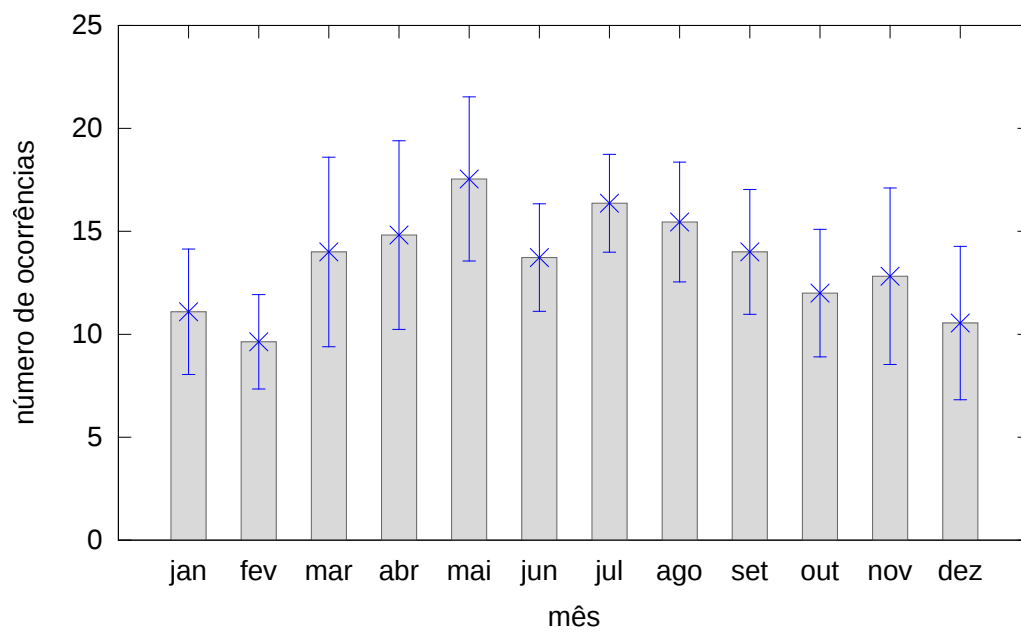
de um intervalo representativo do desvio padrão desta sub-amosta. A linha contínua representa a tendência linear das médias. Estas médias não foram obtidas utilizando-se todos os dados de cada sub-amostra, mas somente aqueles dentro do intervalo $[\xi_i, \xi_s]$ dado em termos do intervalo interquartil $IQ = Q_3 - Q_1$, sendo Q_1 e Q_3 o primeiro e segundo quantil da amostra, respectivamente. Desta forma, os limites de confiança foram estabelecidos como (WILKS, 1995):

$$\xi_i Q_1 - 1,5IQ \quad (3.1a)$$

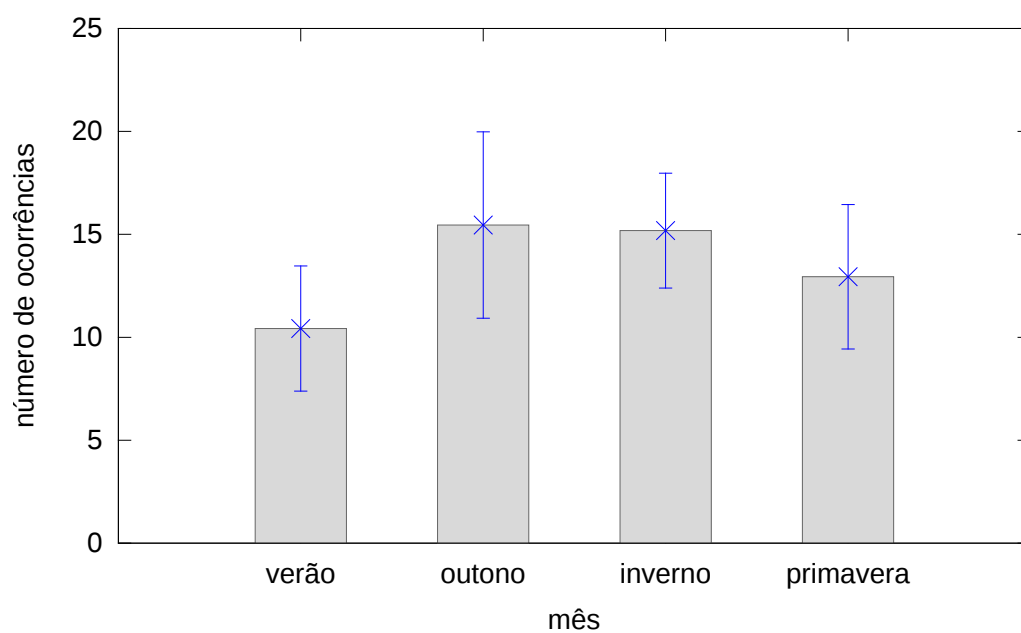
$$\xi_s Q_3 + 1,5IQ \quad (3.1b)$$

onde ξ_i e ξ_s podem ser visualizados nos diagramas de caixa através do traço horizontal nas extremidades dos eixos verticais de cada diagrama.

O comportamento da advecção de temperatura (3.17(a)) para o dia do nevoeiro tende ter menor amplitude enquanto que a advecção de umidade específica fica positiva a partir das 06UTC do dia D0. No entanto, as advecções nos dias D2 e D1 são semelhantes entre si conforme o ciclo diurno da temperatura. A advecção da umidade de T_d é positiva a partir das 06UTC do dia D0 enquanto que nos dias D2 e D1 tende a zero. A advecção de temperatura acompanha o ciclo diário de aquecimento/resfriamento da atmosfera nos dias D2 e D1, no entanto está na região de advecções negativas. Com a evolução do tempo, o dia D0 tende a ter advecção menos negativa que nos outros dias. O comportamento da advecção de umidade integrada, figura 3.17(c), revela que nos dias D2 e D1 os valores tendem a zero no somatório do dia. Já no dia D0 a advecção de umidade integrada é ligeiramente superior, observa-se menor amplitude da média comparado aos dias anteriores. A advecção de T_d têm comportamento semelhante à advecção de umidade integrada, quando o dia do nevoeiro, D0, apresenta valores suavemente superiores. Estas duas últimas advecções demonstram uma tendência linear positiva ao longo dos três dias.

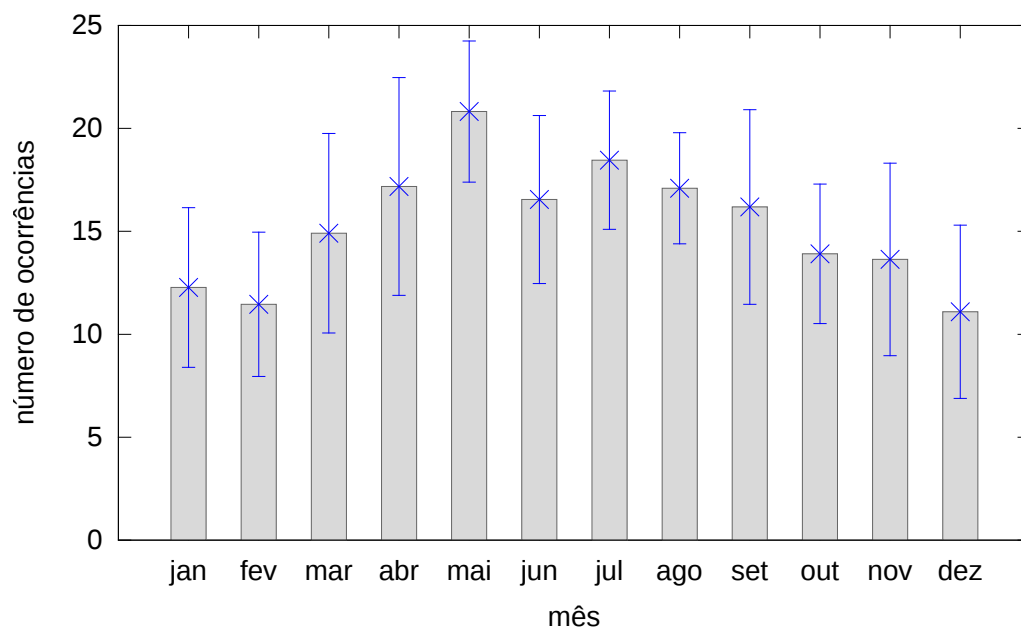


(a)

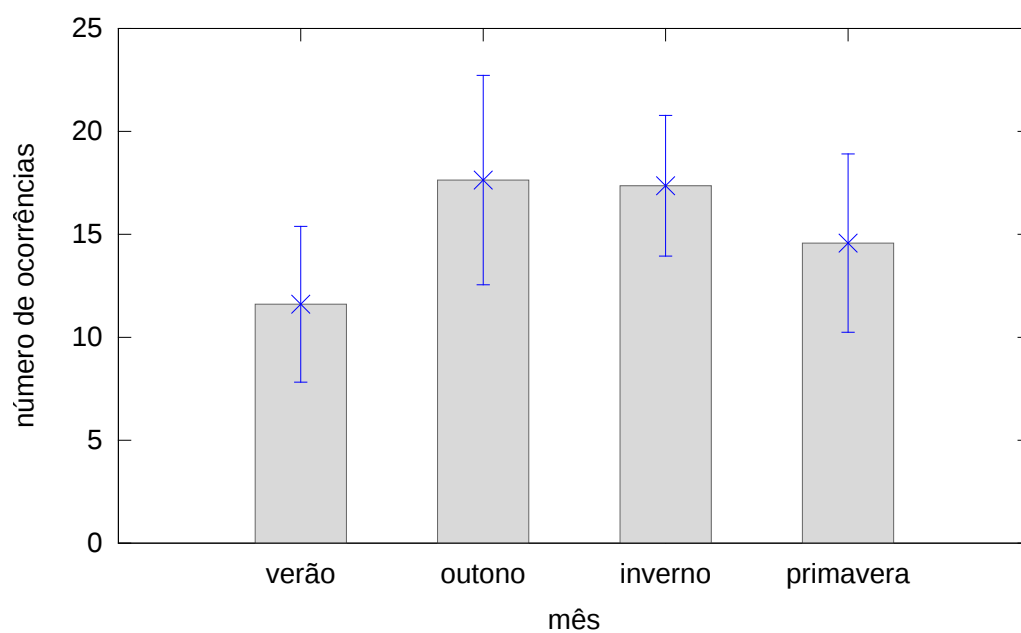


(b)

Figura 3.1 – Média de ocorrência mensal (a) e média por estação do ano (b) dos anticlones.



(a)



(b)

Figura 3.2 – Média de ocorrência mensal (a) e média por estação do ano (b) dos blocos de anticiclones.

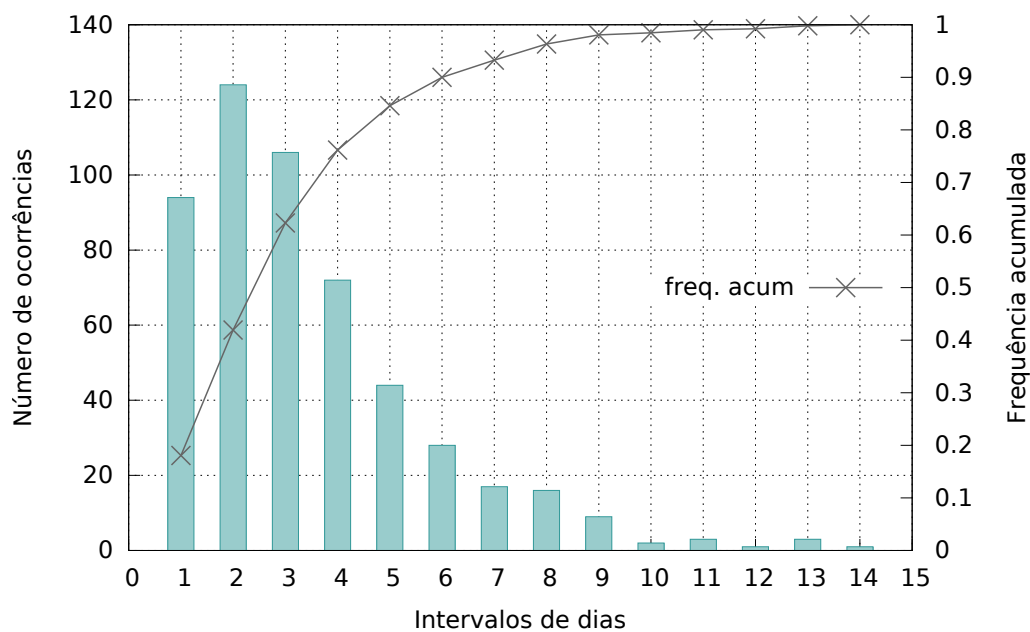


Figura 3.3 – Posição dos dias de mesma ocorrência do nevoeiro nos blocos.

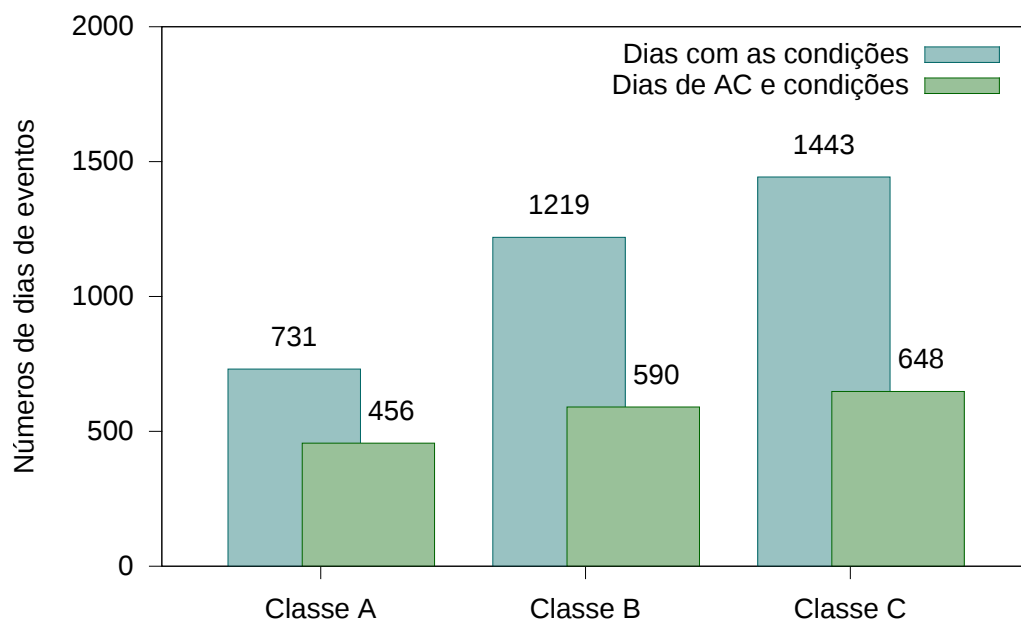


Figura 3.4 – Número de dias com as condições descritas na tabela 3.1 (colunas azuis) e os dias associados a anticiclones (colunas verdes).

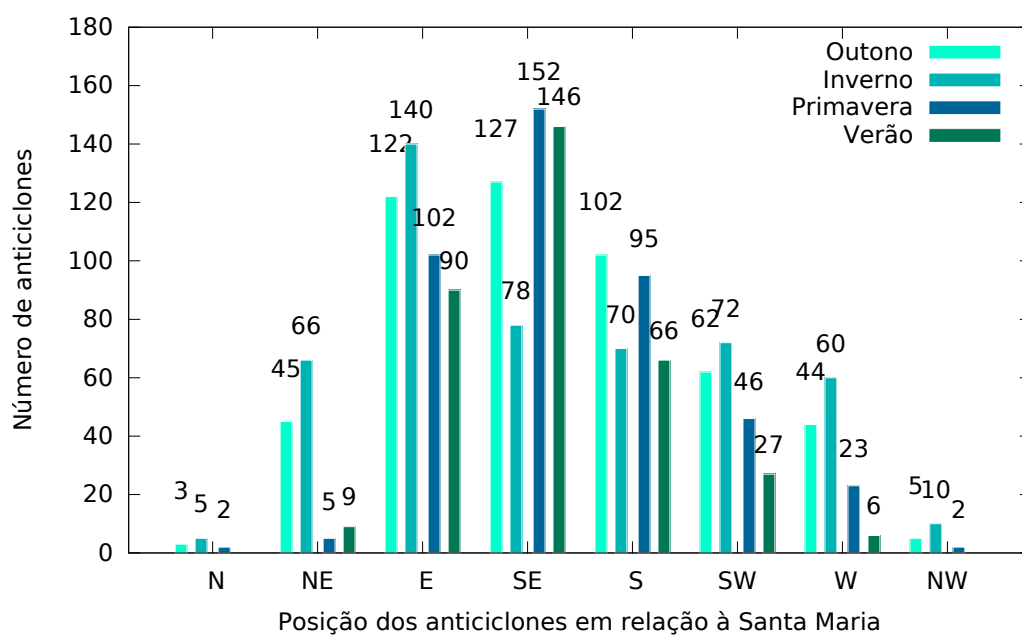
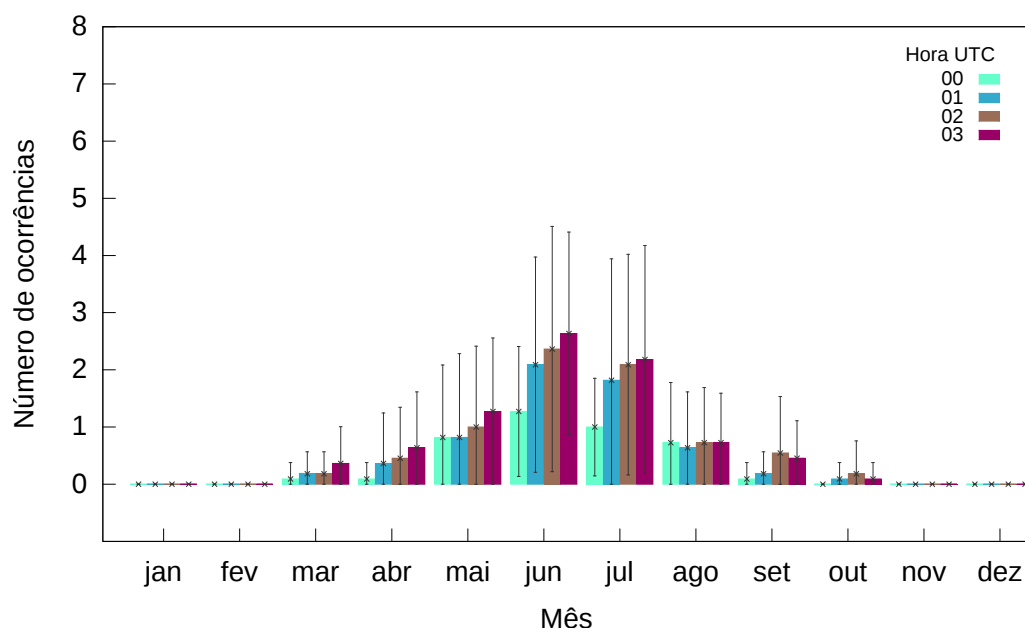
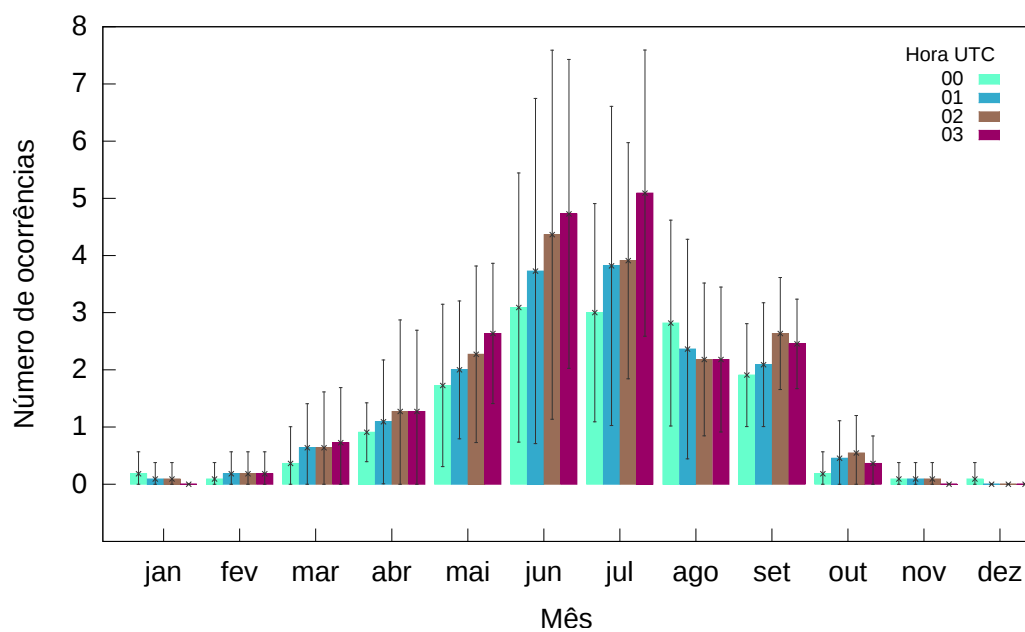


Figura 3.5 – Anticiclones distribuídos entre os setores e estação do ano.

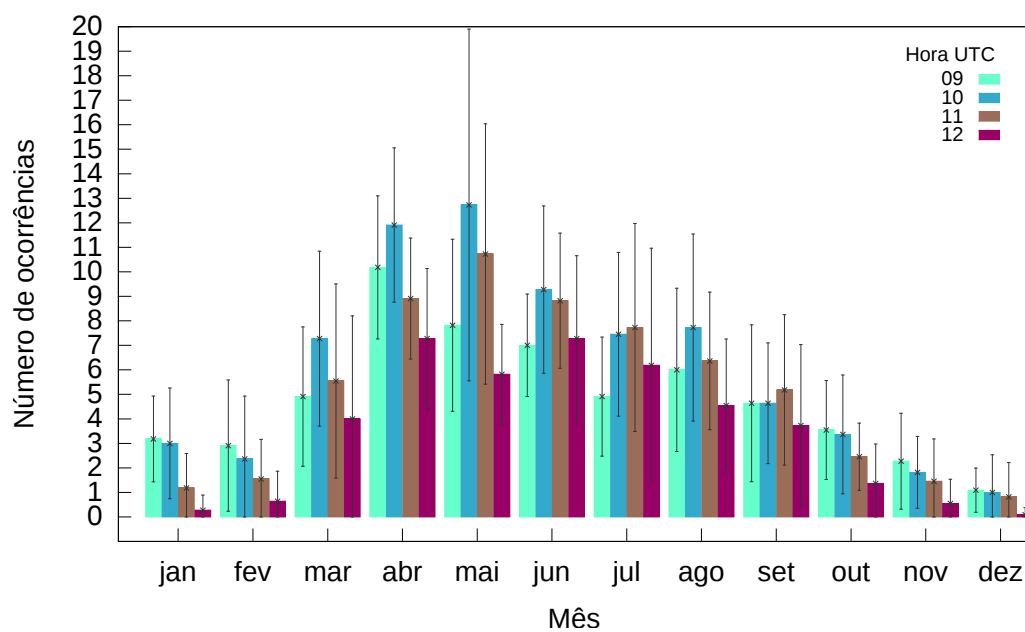


(a) Classe A

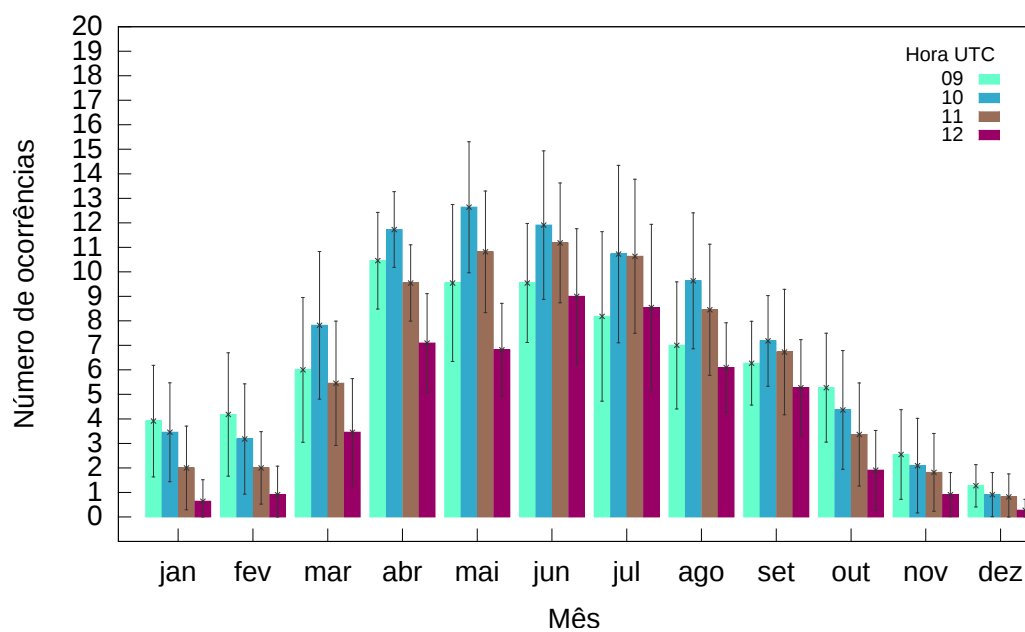


(b) Classe C

Figura 3.6 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 00 e 03 UTC.

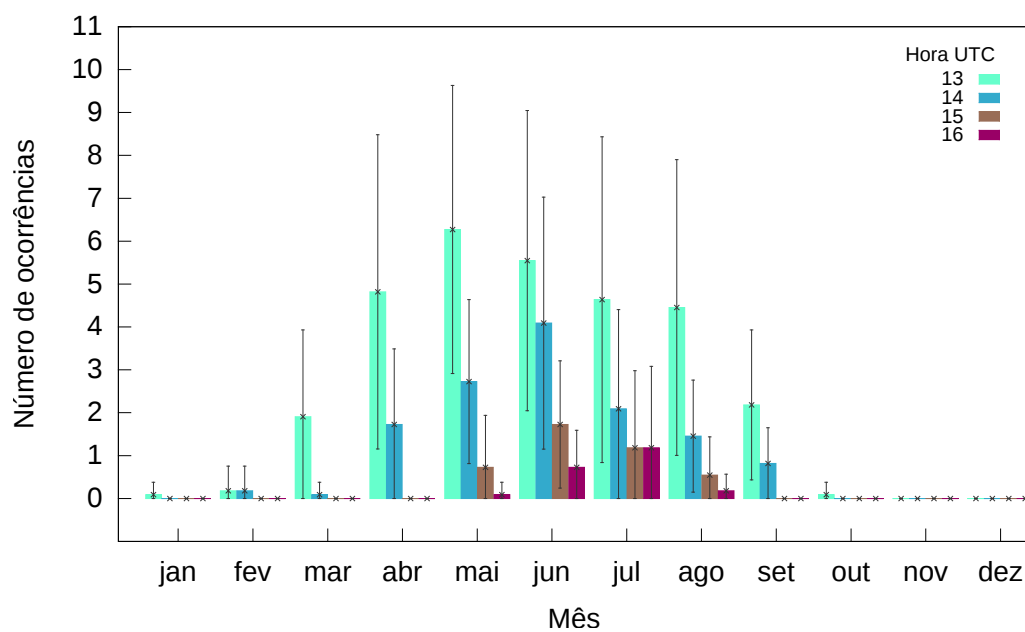


(a) Classe A

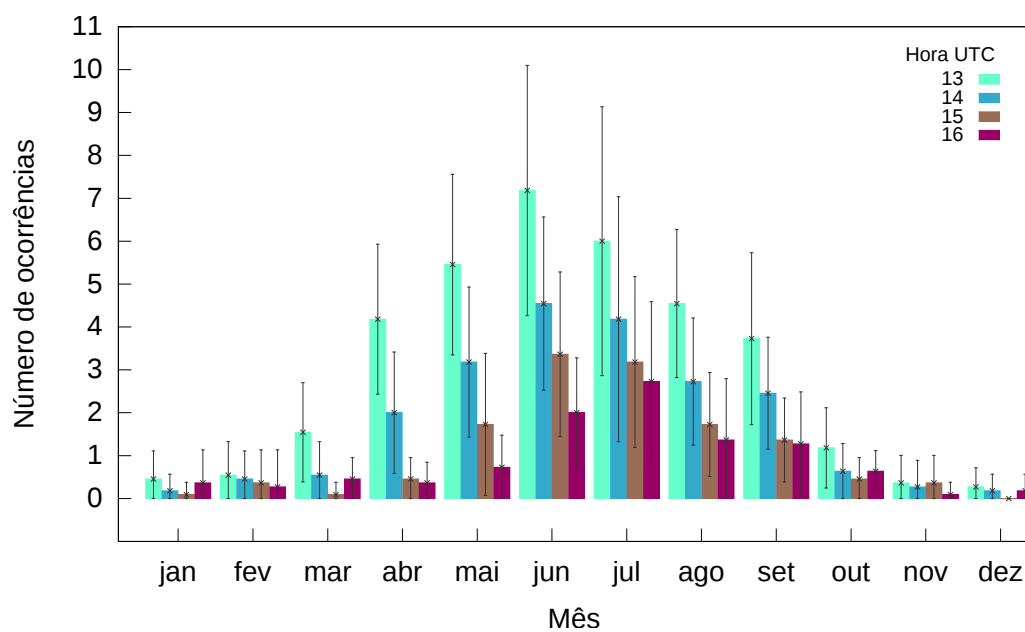


(b) Classe C

Figura 3.7 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 09 e 12 UTC.

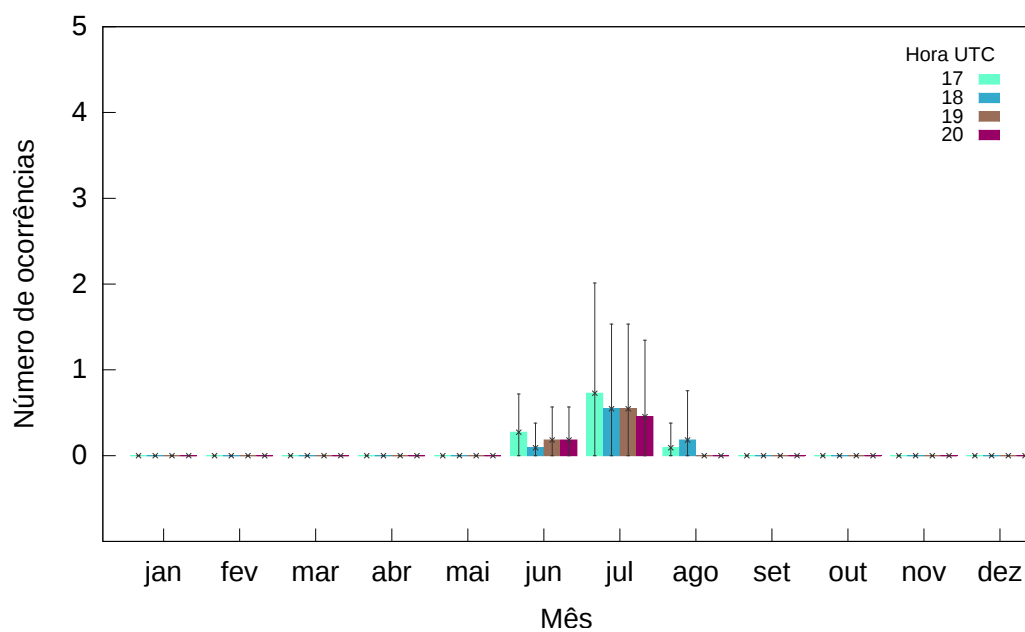


(a) Classe A

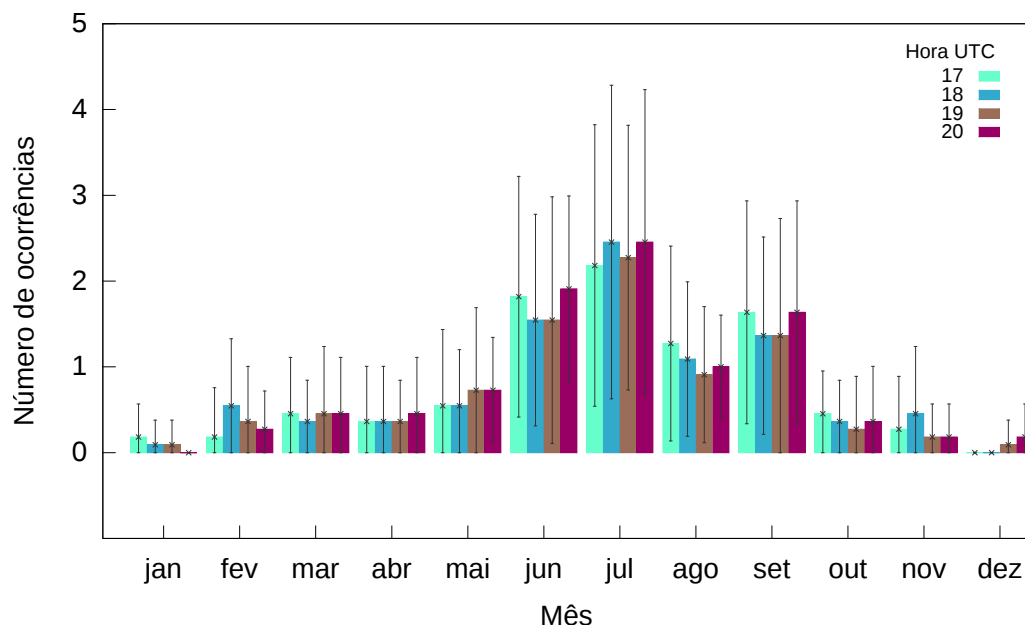


(b) Classe C

Figura 3.8 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 13 e 16 UTC.

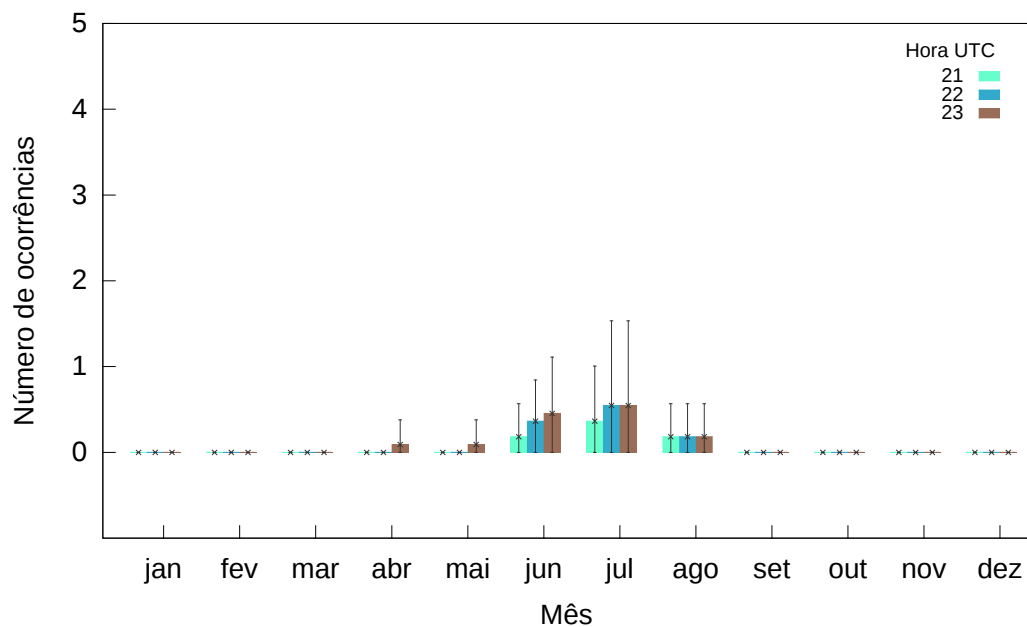


(a) Classe A

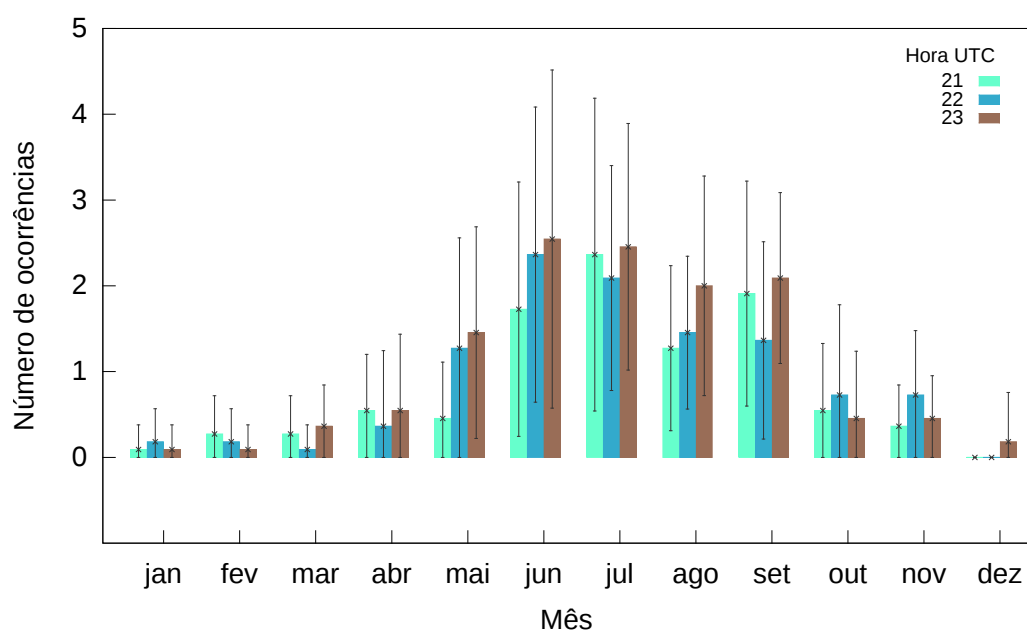


(b) Classe C

Figura 3.9 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre às 17 e 20 UTC.



(a) Classe A



(b) Classe C

Figura 3.10 – Ocorrência média de nevoeiros com o desvio padrão entre a às 21 e 23 UTC.

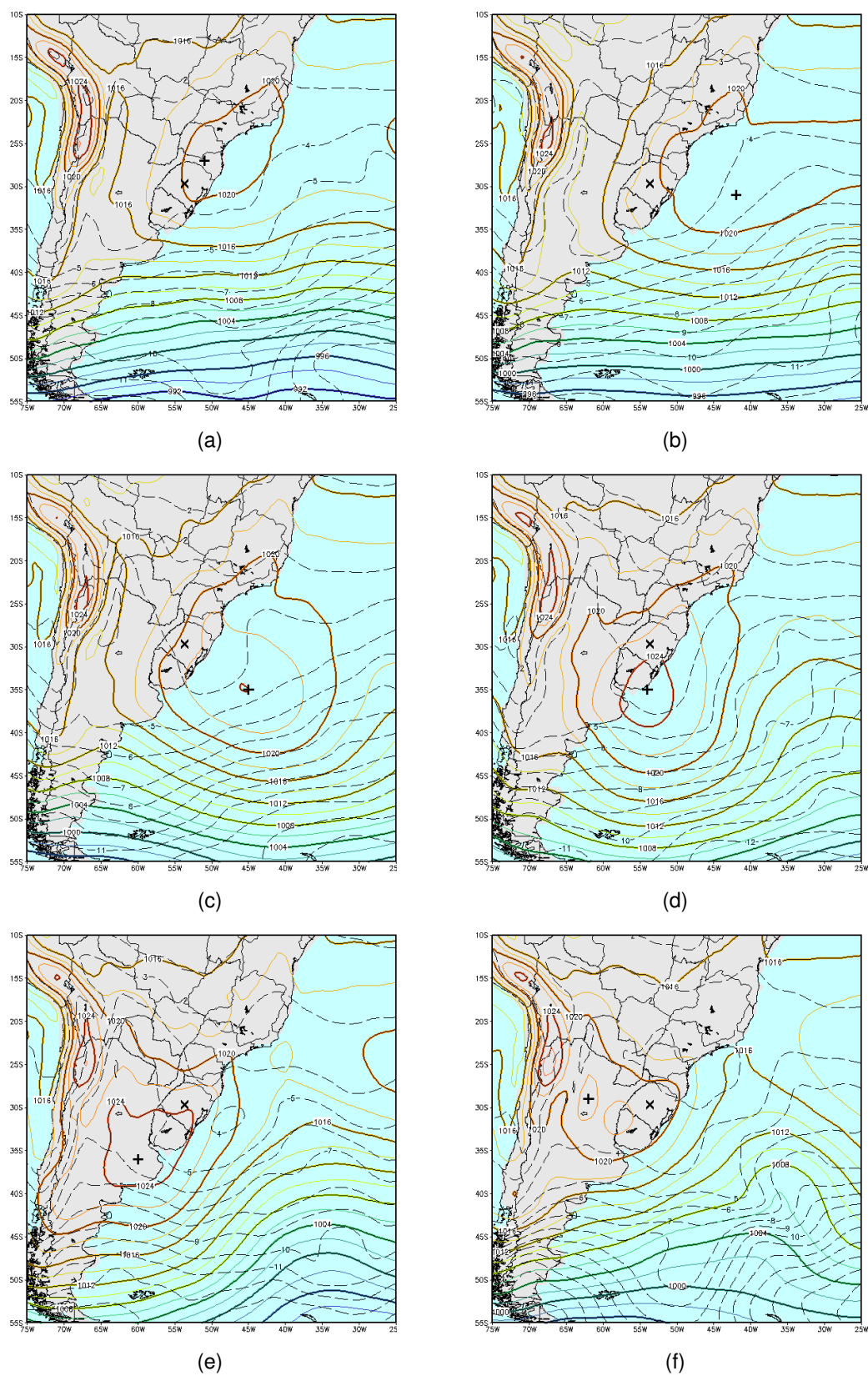


Figura 3.11 – Média da PRNMM nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z, em hPa. Intervalo das linhas de contorno de pressão 2hPa (colorida) e desvio padrão 1hPa (preto tracejado).

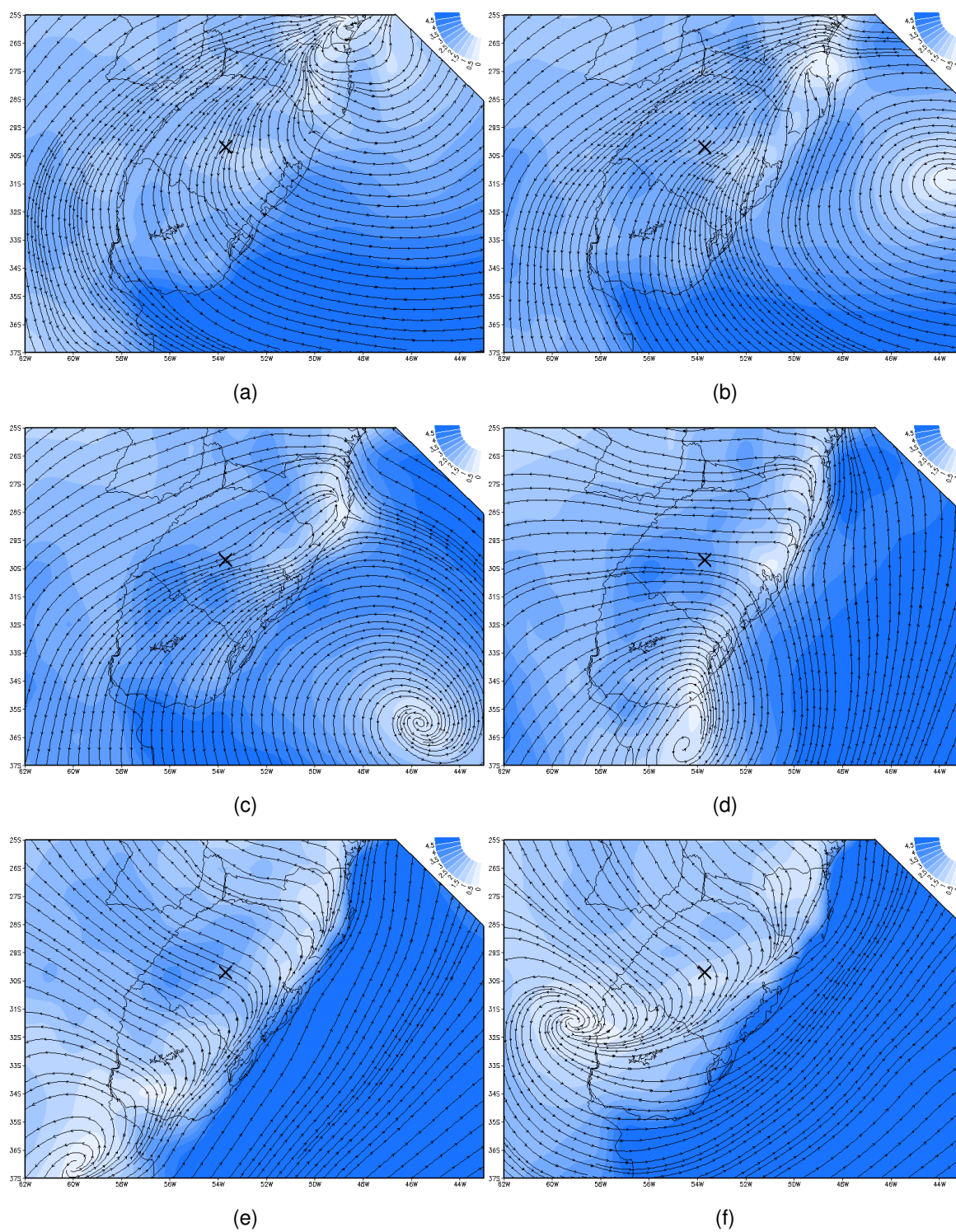


Figura 3.12 – Média da magnitude e linhas de corrente do vento à 10m nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Intervalo das linhas de contorno de 0,5m/s (colorido).

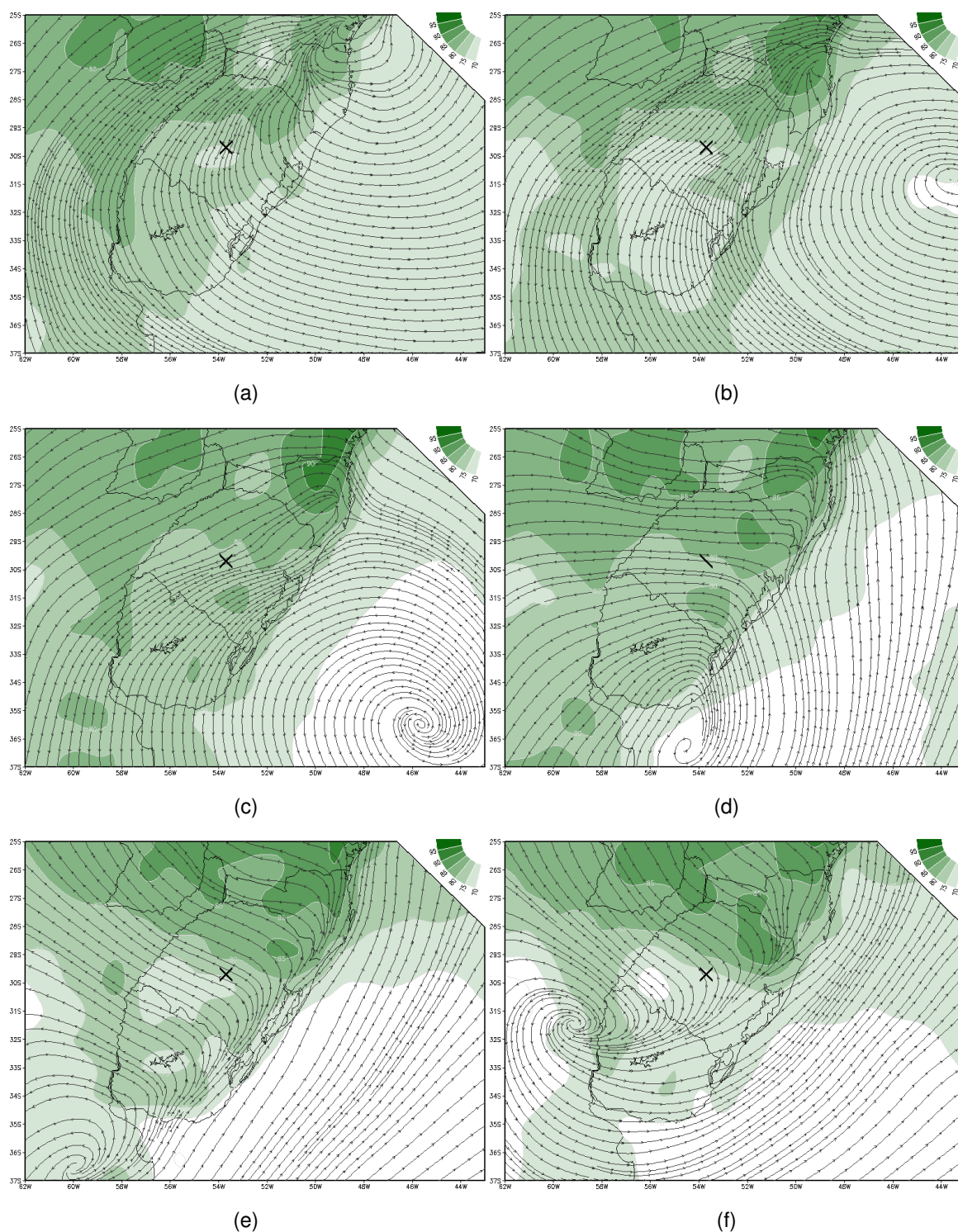


Figura 3.13 – Média da umidade relativa à 2m e linhas de corrente da velocidade do vento à 10m nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Intervalo das linhas de contorno é de 5% (colorido).

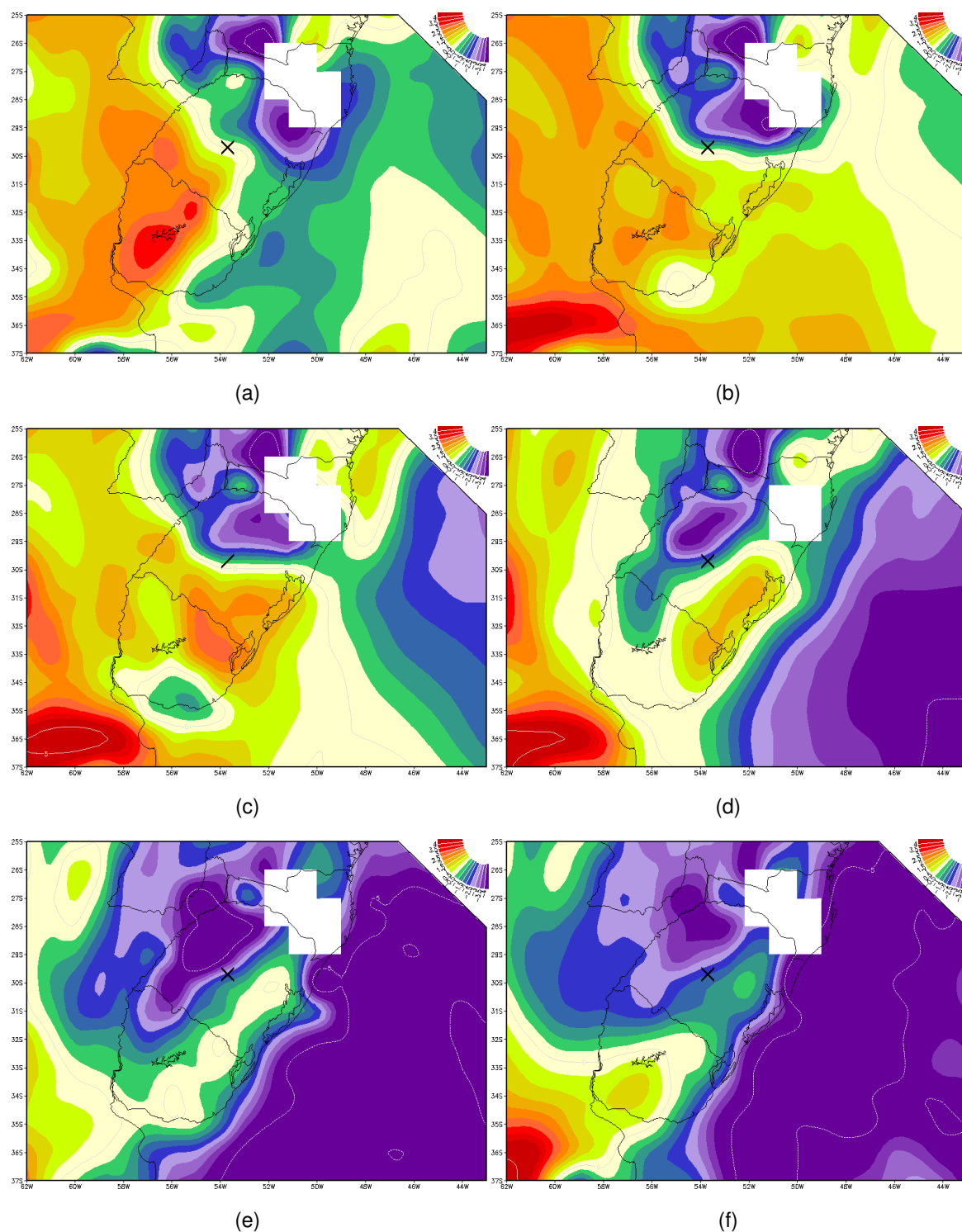


Figura 3.14 – Advecção média de temperatura nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^5 K s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que $900 hPa$.

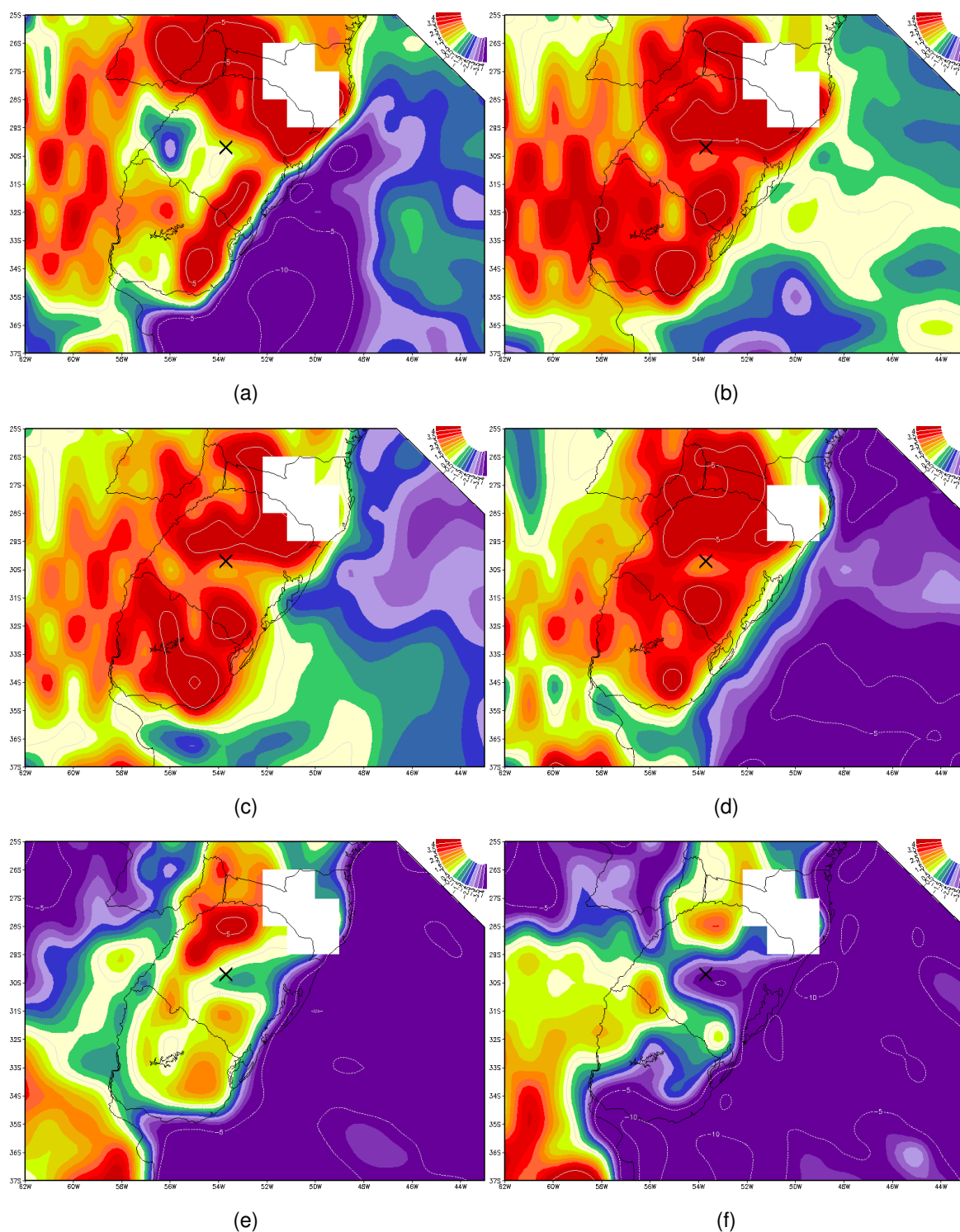


Figura 3.15 – Advecção média de temperatura do ponto de orvalho nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^5 K s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que $900 hPa$.

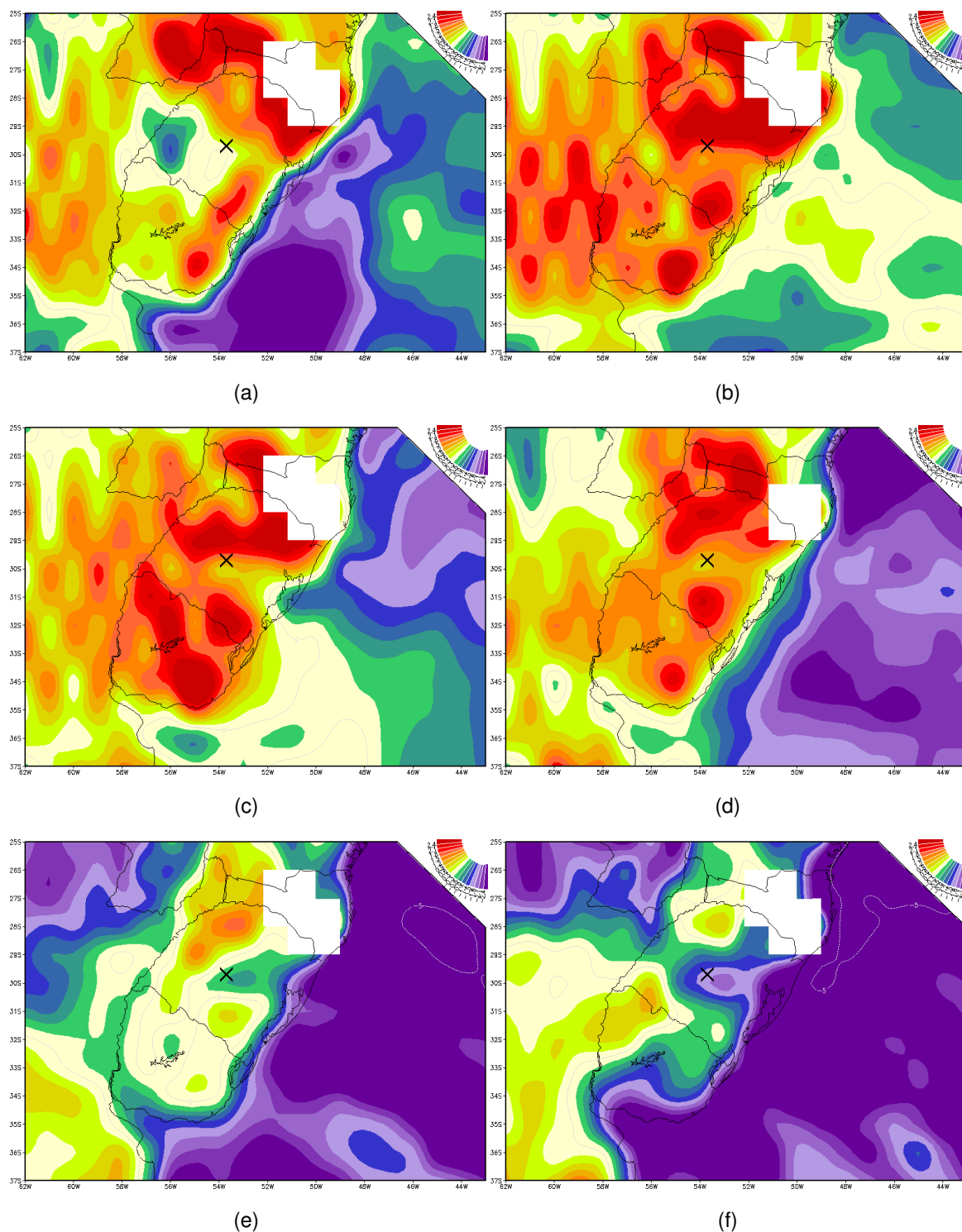


Figura 3.16 – Advecção média de umidade específica integrada na camada entre superfície e $900hPa$ nos setores NE (a), E (b), SE (c), S (d), SW (e) e W (f) para às 12Z. Escala de cores em $1 \times 10^8 kgkg^{-1}s^{-1}$. A região em branco aparece devido à pressão de superfície ser menor que $900hPa$.

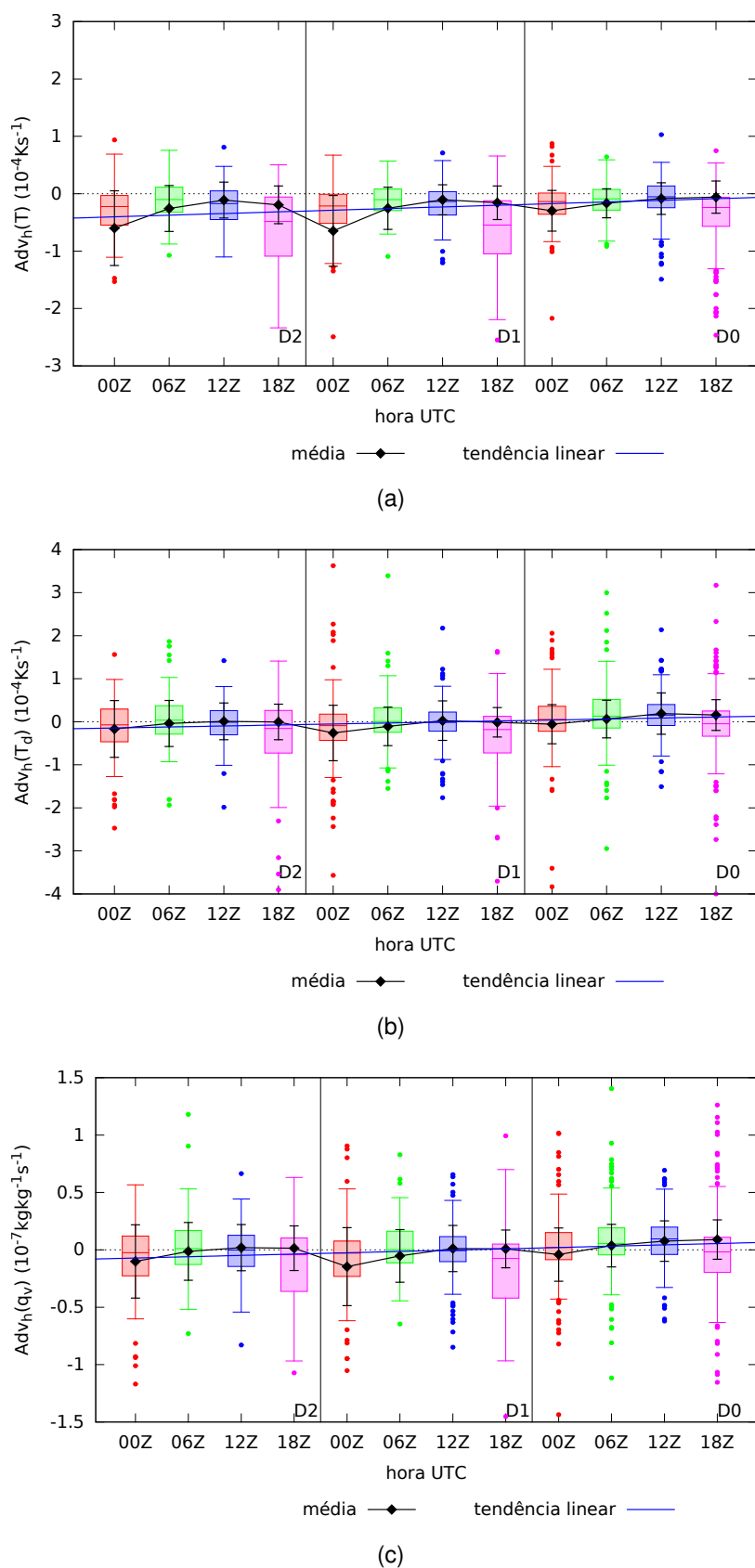


Figura 3.17 – Adveções de temperatura (a), temperatura do ponto de orvalho (b) e umidade específica integrada (c) entre à superfície e $900hPa$. Os símbolos D2, D1 e D0 significam, respectivamente, dois dias antes do nevoeiro, um dia antes do nevoeiro e dia do nevoeiro.

4 CONCLUSÃO

Neste trabalho foram avaliadas algumas condições da atmosfera sob condição de saturação do ar junto à superfície (nevoeiros) e sua frequência de ocorrência ao longo do dia. Foi desenvolvido um método semi-objetivo para identificar sistemas de alta pressão atuantes sobre a região de interesse a fim de associá-los com dias de nevoeiro. Além de utilizar dados de *Final Analysis* na caracterização dos campos meteorológicos sinóticos médios dos dias selecionados e investigação dos processos de transporte de vapor d'água na formação de nevoeiro.

O método semi-objetivo mostrou-se confiável, pois o observador sabe onde os locais de máximas pressões estão impressos na tela e é possível distinguir altas de baixas pressões acompanhando as isóbaras. É um método simples podendo ser empregado para definir baixas pressões, no entanto, não é recomendável para longos períodos.

Quanto à frequência média de nevoeiro para os diferentes horários do dia, tem-se que os nevoeiros sem chuva (conjunto *Classe A*) dominam a formação de nevoeiros entre às 09 e 14 UTC e são mais frequentes no período frio do ano, entre os meses de abril a setembro. Enquanto que os nevoeiros podendo ter chuva (conjunto *Classe C*) ocorrem em todos os meses e também são mais frequentes no período frio do ano. É comum que os nevoeiros se formem com maior frequência nos meses frios pois além de as noites serem mais longas que os dias (favorecem a perda de radiação) as massas de ar são mais estáveis e deixam a atmosfera estratificada verticalmente quando os ventos são de baixa intensidade (TAYLOR, 1917; WILLETT, 1928; EPPERLY, 1933; CURRY; WEBSTER, 1998; PETTERSSSEN, 1939).

Ao restringir a precipitação em até um dia antes do registro do nevoeiro, foram filtrados 731 dias. Quando esse conjunto foi associado aos anticiclones, foram obtidos 456 nevoeiros, ou seja, 62% dos casos. No trabalho de Meyer e Lala (1990) para nevoeiros de radiação, os autores encontraram cinco padrões sinóticos. Entre eles, a presença de alta pressão correspondeu a 40% dos casos. Além do mais, os nevoeiros aconteciam sob influência de uma isóbara fechada ou na borda da isóbara. Os campos médios da PMNM estão de acordo com este resultado também.

A posição relativa do anticiclone à Santa Maria predominante é E (32, 24%) seguida do SE (23, 46%) e S (16, 67%) e a estação do ano de maior ocorrência de nevoeiros foi o outono. Em um trabalho para previsão de nevoeiros de radiação em Porto Alegre-RS, Lima (1982), encontrou os anticiclones à SE, E e NE do estado, enquanto que Piva e Fedorova (1999) observaram a posição preferencial a E e NE do Estado. Cabe destacar que as médias do campo sinótico de pressão reduzida ao nível do mar apresentado neste trabalho, especificamente, para as posições sul e sudeste do anticiclone em casos de nevoeiro é bastante similar ao resultado encontrado por Kaufmann (2011). Assim, a

presença de um anticiclone na região pode estar associado tanto à formação de nevoeiros como à nebulosidade estratiforme na baixa atmosfera, bem como à ocorrência de precipitação não-convectiva. Além disso, Espindola (2015) estudou processos de retorno de umidade na Bacia do Prata associado à passagem de sistemas transientes de alta pressão. Comparando-se as datas dos casos de nevoeiro com a ocorrência do retorno de umidade, foi constatada, de forma qualitativa, uma boa correlação entre a ocorrência de nevoeiros e uma fase intermediária do retorno de umidade.

Os campos sinóticos médios (FNL) do vento à 10 *m* mostram que o comportamento do vento nos setores, mesmo à 10 *m* de altura (onde o vento escoia com maior velocidade), expressam condição de calmaria e conseqüentemente pouca mistura vertical. Para a umidade relativa a dois metros, os dados se mostraram incapazes de quantificar a saturação acima de 90% na região da Depressão Central.

Os campos das advecções mostram que existe advecção positiva de umidade específica integrada e advecção de temperatura do ponto de orvalho para às 12UTC, exceto nos setores SW e W. Os diagramas de caixa sugerem uma pequena advecção positiva no dia do nevoeiro (D0).

Como trabalhos futuros, em consequência dos resultados encontrados neste estudo pretende-se:

- (i) classificar, dentro dos registros de ocorrência, a formação do nevoeiro em termos do seu forçante físico principal (resfriamento, advecção ou mistura pré e pós-frontal);
- (ii) investigar os efeitos da advecção local na formação de nevoeiros. Santa Maria encontra-se a leste de uma grande área alagada para a cultura de arroz. Assim, é importante investigar como o uso do solo está sendo representado nos modelos para que a concentração de umidade no ar seja melhor caracterizada e, a partir disso, avaliar o transporte dessa umidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BELORID, M.; LEE, C. B.; KIM, J.-C.; CHEON, T.-H. Distribution and long-term trends in various fog types over south korea. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer, p. 1–12, 2014.

BROWN, R.; ROACH, W. The physics of radiation fog: li—a numerical study. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 102, n. 432, p. 335–354, 1976.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud Dynamics**. San Diego: Academic Press, 1989. 883 p. (International Geophysics Series, v. 44).

CURRY, J. A.; WEBSTER, P. J. **Thermodynamics of atmospheres and oceans**. San Diego: Academic Press, 1998. 471 p. (International Geophysics Series, v. 65).

EPPELRY, P. O. Fog formation and dissipation in the oklahoma city area, 1920 to 1931, inclusive. **Monthly Weather Review**, v. 61, n. 9, p. 267–269, 1933.

ESPINDOLA, F. D. C. **Escoamentos de retorno de umidade na Bacia do Prata**. 2015. 75 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2015.

FATTORI, A. P.; FISCH, F.; JANUARIO, M. Turbidez atmosférica: resultados preliminares para Tucuruí (PA) e questões ligadas a sua avaliação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 119–131, 1987.

FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 8, p. 1511–1534, 1981.

G1 RS. **Mesmo com ILS 2, pista do Salgado Filho volta a fechar em Porto Alegre**. Porto Alegre, 2014. Acessado em 29 out. 2015. Disponível em: <<http://g1.globo.com/rs/rio-grande-do-sul/noticia/2014/06/mesmo-com-ils-2-pista-do-salgado-filho-volta-fechar-em-porto-alegre.html>>.

GERBER, H. Microstructure of a radiation fog. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 2, p. 454–458, 1981.

GRADS. **Grid Analysis and Display System (GrADS)**. Calverton, 2015. Acessado em 06 abr. 2015. Disponível em: <<http://iges.org/grads/>>.

GUASSELLI, L. A.; SALDANHA, D. L.; SUERTEGARAY, D. M. A.; DUCATI, J. R.; FONTANA, D. C. Macrozoneamento do estado do rio grande do sul. **Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS. Vol. 33, n. 1 (2006), p. 3-11**, 2006.

GULTEPE, I.; TARDIF, R.; MICHAELIDES, S.; CERMAK, J.; BOTT, A.; BENDIX, J.; MÜLLER, M.; PAGOWSKI, M.; HANSEN, B.; ELLROD, G. et al. Fog research: A review of past achievements and future perspectives. **Pure and Applied Geophysics**, Springer, v. 164, n. 6-7, p. 1121–1159, 2007.

HOUZE JR., R. A. **Cloud dynamics**. London: Academic press, 1993. 573 p. (International Geophysics, v. 53).

KAUFMANN, T. **Advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil devido a atuação do anticiclone transiente na confluência Brasil-Malvinas**. 2011. 114 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

KORAČIN, D.; LEWIS, J.; THOMPSON, W. T.; DORMAN, C. E.; BUSINGER, J. A. Transition of stratus into fog along the california coast: Observations and modeling. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 58, n. 13, p. 1714–1731, 2001.

LIMA, J. Previsão de ocorrência de nevoeiro em Porto Alegre: método objetivo. **Instituto de proteção ao voo do Ministério da aeronáutica**, 1982.

MEYER, M. B.; LALA, G. G. Climatological aspects of radiation fog occurrence at Albany, New York. **Journal of Climate**, v. 3, n. 5, p. 577–586, 1990.

NCEP. **National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/"NOAA"**: NCEP FNL operational model global tropospheric analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, CO., 2000. Acessado em 22 set 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D6M043C6>>.

NOAA. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Training Guide in Surface Weather Observations**. Silver Spring, 1998. 188 p. Acessado em 02 set. 2015. Disponível em: <<http://www.nws.noaa.gov/om/forms/resources/SFCTraining.pdf>>.

OLIVEIRA, V. M. de; FEDOROVA, N. Condições para formação de nevoeiro em pelotas: Parte i-análise sinótica e estatística. **RET**, v. 38, n. 28, p. 66, 1998.

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

PETTERSEN, S. **Some Aspects of Formation and Dissipation of Fog**. London: McGraw-Hill Book Company, 1939. 505 p. (Geofysiske publikasjoner).

PIVA, E. D.; FEDOROVA, N. Um estudo sobre a formação de nevoeiro de radiação em Porto Alegre. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 2, p. 47–62, 1999.

PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. **Numerical recipes in FORTRAN 77: The art of scientific computing**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 963 p.

REDEMET. **Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica**: Consulta de mensagens. Brasil, 2013. Acessado em 30 set. 2011. Disponível em: <http://www.redemet.aer.mil.br/aux/consulta_msg_aut.php>.

ROGERS, R.; YAU, M. **A short course in cloud physics**. 3. ed. Burlington: Butterworth Heinemann, 1989. 293 p. (International series in natural philosophy, v. 113).

RYZNAR, E. Advection-radiation fog near lake michigan. Elsevier, 1977.

SEPLAN - Secretaria do Planejamento e Desenvolvimento Regional. **ATLAS SOCIOECONÔMICO DO RIO GRANDE DO SUL**. Porto Alegre, 2015. Acessado em 29 out. 2015. Disponível em: <<http://www.atlassocioeconomico.rs.gov.br>>.

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245–264, 1996.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer, 1988.

TAYLOR, G. The formation of fog and mist. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 43, n. 183, p. 241–268, 1917.

VALDEZ, J. National weather service—a high impact agency.. we make a difference: Reinvention goals for 2000. **National Weather Service**. [Available online at <http://govinfo.library.unt.edu/npr/library/announc/npr5.htm>.], 2000.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science**: An introductory survey. 2. ed. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2006. 504 p.

WEISS, S. J. Some aspects of forecasting severe thunderstorms during cool-season return-flow episodes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 8, p. 964–982, 1992.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. London: Academic press, 1995. (International geophysics series, v. 59).

WILLETT, H. C. Fog and haze, their causes, distribution, and forecasting. **Monthly Weather Review**, Citeseer, 1928.

WMO. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors**. Geneva, 1995. Acesso em 02 set. 2015. Disponível em: <<http://>>.

ZHANG, X.; MUSSON-GENON, L.; DUPONT, E.; MILLIEZ, M.; CARISSIMO, B. On the influence of a simple microphysics parametrization on radiation fog modelling: A case study during parisfog. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 151, n. 2, p. 293–315, 2014.