

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

Jakeline Baratto

**Topoclimatologia no Cânion Itaimbezinho, Bacia Hidrográfica do Rio do
Boi - RS/SC**

Santa Maria, RS

2021

Jakeline Baratto

**Topoclimatologia no Cânion Itaimbezinho, Bacia Hidrográfica do Rio do
Boi - RS/SC**

Tese de doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do título de **Doutora em Geografia.**

Orientador: Dr. Cássio Arthur Wollmann
Coorientador: Dr. Emerson Galvani

Santa Maria, RS

2021

Baratto, Jakeline
Topoclimatologia no Cânion Itaimbezinho, Bacia
Hidrográfica do Rio do Boi - RS/SC / Jakeline Baratto.-
2021.
323 p.; 30 cm

Orientador: Cássio Arthur Wollmann
Coorientador: Emerson Galvani
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, RS, 2021

1. Geografia 2. Climatologia Geográfica 3.
Topoclimatologia 4. Precipitação Oculta 5. Parque
Nacional de Aparados da Serra I. Wollmann, Cássio Arthur
II. Galvani, Emerson III. Título.

Jakeline Baratto

Topoclimatologia no Cânion Itaimbezinho, Bacia Hidrográfica do Rio do Boi - RS/SC

Tese de doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do título de **Doutora em Geografia.**

Aprovado em 21 de setembro de 2021

Cássio Arthur Wollmann, Dr. (UFSM)
Presidente/Orientador

Emerson Galvani, Dr. (USP)
Coorientador

Hugo Iván Romero Aravena, Dr. (UCh)

Francisco Javier Martín Vide, Dr. (UB)

Renata Dias Silveira, Dr. (IFRS)

Mauro Kumpfer Werlang, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS

2021

NUP: 23081.082770/2021-48 **Prioridade:** Normal
Homologação de ata de banca de defesa de pós-graduação
134.332 - Bancas examinadoras: indicação e atuação

COMPONENTE

| Ordem | Descrição | Nome do arquivo |
|--------------|------------------|----------------------------------|
| 2 | Folha de rosto | FOLHA_ROSTO_Jakeline Baratto.pdf |

Assinaturas

27/09/2021 17:17:35
CÁSSIO ARTHUR WOLLMANN (PROFESSOR DO MAGISTÉRIO SUPERIOR)
02.33.00.00.0.0 - DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS - DGCC

27/09/2021 17:48:07
MAURO KUMPFER WERLANG (PROFESSOR DO MAGISTÉRIO SUPERIOR)
02.33.00.00.0.0 - DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS - DGCC

27/09/2021 18:01:28
Javier Martín Vide (Pessoa Física)
Usuário Externo (PAI*****)

27/09/2021 18:55:44
Hugo Ivan Romero Aravena (Pessoa Física)
Usuário Externo (187*****)

28/09/2021 15:20:52
RENATA DIAS SILVEIRA (Pessoa Física)
Usuário Externo (007.***.***-**)

Código Verificador: 881832
Código CRC: 509dfbf
Consulte em: <https://portal.ufsm.br/documentos/publico/autenticacao/assinaturas.html>



DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho ao meu pai, minha mãe e minha irmã, por sempre apoiaram as minhas
decisões

AGRADECIMENTOS

Agradeço aqui a todos que de alguma forma fizeram parte destes quatro anos e meio de Doutorado e principalmente os que fizeram parte deste processo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo subsídio financeiro durante esta pesquisa;

Ao Programa Nacional de Cooperação Acadêmica da Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior - CAPES/Brasil, por meio do edital PROCAD pelo subsídio financeiro e por proporcionar encontros com outros pesquisadores incríveis;

À Universidade Federal de Santa Maria pela oportunidade de realizar todos os meus estudos em uma instituição pública e de qualidade. Além de toda a sua estrutura física e dos profissionais que fazem parte desse universo;

Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) por permitir o desenvolvimento desta pesquisa no Parque Nacional de Aparados da Serra.

Aos professores Hugo Iván Romero Aravena, Francisco Javier Martín Vide, Renata Dias Silveira e Mauro Kumpfer Werlang por aceitarem o convite de avaliar e contribuir com esta pesquisa;

À minha família por sempre apoiar as minhas decisões e acreditar em mim;

Ao professor Cássio Arthur Wollmann por todo o ensinamento transmitido e pela nossa parceria impecável de quase 10 anos. E também ao seu laboratório de climatologia, em especial ao Ismael, por anos de cumplicidades ao longo da pesquisa em climatologia;

Ao professor Emerson Galvani pela orientação e por sempre deixar as portas abertas do seu grupo de pesquisa e por todo o apoio no desenvolvimento desta tese;

A todos que me auxiliaram no desenvolvimento da pesquisa, principalmente nos trabalhos de campo, em especial, ao João, Rogério, Bianchi, Fernando e também os profissionais do ICMBio que nos recebiam nos locais de instalação. Além disso, todos que nos permitiram instalar os equipamentos em suas propriedades privadas;

Aos amigos que fiz ao longo dessa caminhada na universidade e fora dela. Em especial aos amigos da geografia, com eles pude compartilhar os momentos de insegurança e incertezas e que deixaram esses momentos mais leves e divertidos e que fizeram muita falta nos últimos tempos, em especial Denise, Alice, Helena, Dreisse, Francile, Ligian, Bruno, Lucas, Mateus;

Aos amigos além da universidade que sempre me acompanharam, sempre estavam dispostos a acompanhar os momentos de alegria e angústias. Que em breve possamos voltar a

compartilhar esses momentos sem medo. Em especial às amigas Jana e Gabi e a Bruna e toda a sua família por todo o apoio desde o ensino médio e por estar sempre por perto;

Às amigas Ana Cristina, Bruna e Camilinha e as demais gurias por me receberem de braços abertos em São Paulo;

Aos amigos que a climatologia me trouxe, principalmente a Denise e Miguel, pelos momentos incríveis e inesquecíveis que vivemos entre congressos e eventos e que agora vamos seguir nas aventuras da vida;

Ao Fernando por compartilhar comigo esses últimos momentos.

RESUMO

Topoclimatologia no Cânion Itaimbezinho, Bacia Hidrográfica do Rio do Boi - RS/SC

AUTORA: JAKELINE BARATTO

ORIENTADOR: CÁSSIO ARTHUR WOLLMANN

A presente pesquisa visa analisar a influência do relevo como controle climático na variabilidade da temperatura, umidade relativa do ar, na gênese dos nevoeiros e na ocorrência de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi, RS/SC. A área de estudo está inserida tanto, dentro do limite, quanto na Zona de Amortecimento do Parque Nacional de Aparados da Serra, um importante ambiente de preservação ou conservação da fauna e flora local. Para o desenvolvimento desta pesquisa foram instalados uma estação meteorológica automática, sete abrigos meteorológicos de baixo custo (modelo ABC) e três coletores de nevoeiros na área de estudo. Os abrigos e os coletores foram instalados em diferentes altitudes. O período de amostragem dos dados compreendeu de junho de 2017 a dezembro de 2018. A análise dos dados foi realizada por meio de técnicas estatísticas (coeficientes de correlação (r) e de determinação (R^2) e regressão linear) para estabelecer a relação entre os dados dos abrigos meteorológicos e a altitude. Para estabelecer a relação da topografia na contribuição da precipitação oculta, bem como os atributos climáticos foram necessários o uso de algumas técnicas e análises dos dados. Primeiramente, foram selecionados os registros horários de precipitação oculta com base nos dados de precipitação pluvial. Assim, os horários em que somente o coletor de nevoeiro registrou foi considerado como evento de precipitação oculta. Após a seleção dos registros horários, os dados de precipitação oculta foram organizados em planilhas para a totalização mensal, sazonal e anual. Para finalizar delimitou-se as unidades topoclimáticas da área de estudo, relacionando-se os atributos climáticos com os controles climáticos. Como resultado, encontrou-se que a altitude foi um importante controlador das medidas de temperatura do ar e umidade absoluta do ar, no entanto para além da altitude a orientação da vertente obteve uma importante contribuição na sua variação. Em relação a precipitação oculta, observou-se que a água coletada pelo coletor de nevoeiro foi bem expressiva para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Os eventos de precipitação oculta ocorreram principalmente no período noturno, o que se associa a redução da temperatura do ar até a temperatura do ponto de orvalho. Esses eventos ocorreram em condições de tempo associadas aos sistemas polares, predominantemente. Selecionou-se seis unidades climáticas, as quais foram delimitadas devido às diferentes interações entre os atributos climáticos e os controles climáticos observados também nos trabalhos de campo. Diante disso, conclui-se que a configuração do relevo foi responsável pela dinâmica climática da bacia hidrográfica e proporciona condições favoráveis para a formação de nevoeiro e conseqüentemente o registro de precipitação oculta. A água adicional da bacia hidrográfica do Rio do Boi favorece a entrada de nutrientes para as plantas e o solo. Assim, contribui para o desenvolvimento dos ecossistemas.

Palavras-chaves: Gradiente térmico, relevo, nevoeiros, precipitação oculta e unidades topoclimáticas.

ABSTRACT
Topoclimatology at the Itaimbezinho Canyon, Rio do Boi Watershed- RS/SC

AUTHOR: JAKELINE BARATTO

ADVISOR: CÁSSIO ARTHUR WOLLMANN

CO-ADVISOR: EMERSON GALVANI

The paper aims to analyze the influence of the relief as a climatic control on the variability of temperature, relative humidity, the genesis of fogs and the occurrence of occult precipitation in the Rio do Boi watershed, RS/SC. The study area is inserted into the Aparados da Serra National Park (PNAS) and its Buffer Zone. PNAS is an important environment for the preservation or conservation of the local fauna and flora. An automatic weather station, seven low-cost weather shelters (ABC model) and three fog collectors were used to develop this research. The shelters and collectors were installed at different elevations in the study area. Data sampling period comprehended from November 2017 to December 2018. Data analysis was performed using statistical techniques (correlation coefficients (r) and coefficients of determination (R^2) and linear regression) to establish the relationship between weather shelter data and altitude. The relationship between the contribution of topography and climatic attributes on the occult precipitation were established using some techniques and data analysis. First, the hourly occult precipitation records were selected based on the rainfall data. Thus, the hours when only the fog collector recorded were considered as occult precipitation events. After this selection, the occult precipitation data were organized into monthly, seasonal, and annual totals. The topoclimatic units were delineated by relating the climatic attribute to the climatic controls. Results showed that altitude is an important controller of air temperature and absolute air humidity measurements. However, the orientation of the slope was also an important contributor to its variation. The water collected by the fog collector was quite expressive for the Rio do Boi watershed. The occult precipitation events occurred mainly at night. These events relate in the reduction of the air temperature to the dew point temperature. The occult precipitation events occurred in weather conditions associated with polar systems, predominantly. Six climate units were selected. They were delimited due to the different interactions between the climatic attributes and the climatic controls observed also in the field work. Therefore, the configuration of the relief was responsible for the climatic dynamics of the Rio do Boi watershed. The relief also provides favorable conditions for the formation of fog and consequently the recording of hidden precipitation. The additional water from the watershed favors the input of nutrients for plants and soil. Thus, it contributes to the development of ecosystems.

Keywords: Thermal gradient, relief, fog, occult precipitation and topoclimatic units

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|---|-----|
| Figura 1 : Localização da bacia hidrográfica do Rio do Boi, bem como o limite do Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 39 |
| Figura 2 : Bacia hidrográfica em que a área de estudo está inserida..... | 40 |
| Figura 3 : Cânion Itaimbezinho, Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 41 |
| Figura 4 : Variação altimétrica e recortes dos do perfil topográfico da bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 43 |
| Figura 5 : Perfil longitudinal do Rio do Boi e perfil topográfico Noroeste (NO) – Sudeste (SE) da bacia hidrográfica do Rio do Boi. | 44 |
| Figura 6 : Perfil topográfico Norte (N) – Sul (S) e Sudoeste (SO) – Nordeste (NE) da bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 45 |
| Figura 7 : Declividade da bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 46 |
| Figura 8 : Orientação de vertentes da bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 47 |
| Figura 9 : Distribuição dos remanescentes florestais e do uso e ocupação da terra da bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 48 |
| Figura 10 : Áreas de remanescente de vegetação nativa inseridas na bacia hidrográfica do Rio do Boi: Floresta Ombrófila Mista (A), Campos (B) e Floresta Ombrófila Densa Montana (C). 49 | |
| Figura 11 : Áreas de cultivos de arroz (A) e tabaco (B) na Bacia hidrográfica do Rio do Boi.51 | |
| Figura 12 : Classificação Climática de Köppen para a bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 52 |
| Figura 13 : Período de formação de nevoeiros em 24 horas..... | 54 |
| Figura 14 : Localização do Parque Nacional de Aparados da Serra, com relação à área de estudo..... | 56 |
| Figura 15 : Número de visitantes no Parque Nacional de Aparados da Serra entre os anos de 2000 até 2019..... | 58 |
| Figura 16 : Esquema das escalas climáticas propostas por Serafini Júnior (2021), onde apresenta escala global (A), escala climática regional (B1 e B2), clima de transição (B’), escala climática local (C1 a C5), clima de transição (C’) e escala microclimática (D1 a D17). 64 | |
| Figura 17 : Centros de ações atuantes na América do Sul. | 97 |
| Figura 18 : Distribuição Global dos estudos sobre a coleta da água dos nevoeiros. | 124 |
| Figura 19 : Fluxograma da estrutura metodológica utilizada na pesquisa..... | 131 |
| Figura 20 : Localização da EMA na microbacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC..... | 132 |
| Figura 21 : Estação Meteorológica automática instalada no campo..... | 133 |
| Figura 22 : Localização dos abrigos meteorológicos instalados para o monitoramento dos atributos climáticos..... | 135 |
| Figura 23 : Locais de instalação dos abrigos meteorológicos 1, 2 e 3 na B.H. do Rio do Boi.136 | |
| Figura 24 : Modelo de coletor de nevoeiro utilizado durante a pesquisa..... | 137 |
| Figura 25 : Pluviômetro modelo <i>Squitter</i> S1610 (esquerda) e Pluviômetro modelo TR525-mm (direita) utilizados para a coleta da água dos nevoeiros..... | 139 |
| Figura 26 : Localização dos coletores de nevoeiro na bacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC.140 | |
| Figura 27 : Locais de instalação dos coletores de nevoeiro na bacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC..... | 140 |
| Figura 28 : Trabalhos de campo realizados durante a instalação e o levantamento dos dados.142 | |

| | |
|---|-----|
| Figura 29 : Erros entre os valores reais e os estimados de umidade absoluta pela técnica da cokrigagem em cada ponto amostrado..... | 150 |
| Figura 30 : Sobreposição de “layers” (mapas) para obtenção das Unidades Topoclimáticas da bacia hidrográfica do Rio do Boi. | 156 |
| Figura 31 :Variabilidade da temperatura média diária do ar para o período de 13/07/2017 até 30/11/2018..... | 160 |
| Figura 32 : Variação da média da temperatura do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 162 |
| Figura 33 : Distribuição espacial dos pontos instalados e em destaque os usados para a análise das inversões térmicas..... | 165 |
| Figura 34 : Registros de inversão térmicas ocorridos na bacia hidrográfica do Rio do Boi para o período de 13/07/2017 até 12/12/2018..... | 166 |
| Figura 35 : Ocorrência horária das inversões térmicas por anos (2017 e 2018) para a bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 168 |
| Figura 36 : Frequência horária das inversões térmicas por intensidade da magnitude da IT (°C). | 169 |
| Figura 37 : Gradiente térmico mensal para a temperatura média, máxima e mínima do ar... | 170 |
| Figura 38 : Erro padrão (°C) da análise de regressão dos meses para o período de coleta de dados na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 175 |
| Figura 39 : Gráfico de dispersão da média da temperatura média, máxima e mínima do ar em cada ponto do perfil topoclimático da temperatura do ar na bacia hidrográfica do Rio do Boi. | 181 |
| Figura 40 : Estimativa da temperatura média, máxima e mínima do ar para a bacia hidrográfica do Rio do Boi (RS/SC)..... | 183 |
| Figura 41 : Variabilidade da umidade relativa média diária do ar para o período de 13/07/2017 até 30/11/2018..... | 186 |
| Figura 42 : Variação da média da temperatura do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 187 |
| Figura 43 : Gráfico de dispersão da média da umidade relativa média, máxima e mínima do ar para as cotas altimétricas..... | 190 |
| Figura 44 : Variação diária da umidade absoluta do ar para os pontos no período de 13/07/2017 até 30/11/2018..... | 193 |
| Figura 45 :Variação da média da umidade absoluta do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 194 |
| Figura 46 : Gráfico de dispersão dos valores médios de umidade absoluta média, máxima e mínima do ar nas cotas altimétricas analisadas..... | 197 |
| Figura 47 : Estimativa da umidade absoluta do ar média, máxima e mínima para a bacia hidrográfica do Rio do Boi (RS/SC)..... | 198 |
| Figura 48 : Direção e velocidade média anual do vento (m/s) para a estação meteorológica de Cambará do Sul..... | 200 |
| Figura 49 : Velocidade dos ventos (m/s) em relação à direção dos ventos para a estação meteorológica de Cambará do Sul..... | 201 |
| Figura 50 : Variação mensal da direção do vento para a estação meteorológica de Cambará do Sul..... | 203 |

| | |
|---|-----|
| Figura 51 : <i>Boxplot</i> da direção (°) e velocidade (m/s) horária dos ventos para os meses de novembro e dezembro de 2017 e de janeiro até dezembro de 2018..... | 205 |
| Figura 52 : Frequência da velocidade dos ventos horários (m/s) para o Parque Nacional de Aparados da Serra para todo o período..... | 206 |
| Figura 53 : Velocidade média do vento mensal (m/s) para o Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 207 |
| Figura 54 : <i>Box plot</i> da velocidade média diária dos ventos para os meses (m/s) do Parque Nacional de Aparados da Serra para o período. | 208 |
| Figura 55 : Média horária da velocidade (m/s) do vento de todo o período no do Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 209 |
| Figura 56 : Distribuição da precipitação pluviométrica mensal entre a EMA instalada no Parque Nacional de Aparados da Serra e a EMA do INMET em Cambará do Sul e comparados com a Normal Climatológica..... | 211 |
| Figura 57 : Comparação sazonal entre o total pluviométrico de Cambará do Sul e Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 213 |
| Figura 58 : Total mensal de precipitação pluvial e precipitação oculta..... | 218 |
| Figura 59 : Participação em porcentagem da precipitação oculta e precipitação pluvial no volume total mensal de precipitação..... | 219 |
| Figura 60 : Taxa de coleta de água média diária do coletor de nevoeiro para os meses de coleta dos dados..... | 221 |
| Figura 61 : Porcentagem de participação da precipitação oculta e pluvial por período sazonal..... | 222 |
| Figura 62 : Acumulado horário de precipitação oculta e precipitação pluvial do período de 12 de novembro de 2017 até 12 de dezembro de 2018..... | 224 |
| Figura 63 : Distribuição da frequência horária da precipitação oculta e precipitação pluvial. | 225 |
| Figura 64 : Dispersão dos valores horários de precipitação oculta em relação aos atributos climáticos: velocidade do vento (A); Temperatura do ar (B); Umidade relativa do ar (C) e desvios entre T e TPO (D). | 236 |
| Figura 65 : Dispersão dos valores horários de precipitação oculta em relação aos dados de velocidade do vento (m/s) e direção do vento (°) da estação meteorológica de Cambará do Sul. | 239 |
| Figura 66 : Ocorrência de nevoeiro durante o trabalho de campo realizado no dia 16 de janeiro de 2018..... | 240 |
| Figura 67 : Distribuição da frequência total da participação dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta e o volume total precipitado por esses tipos de sistemas.. | 242 |
| Figura 68 : Frequência e atuação dos sistemas atmosféricos frente às classes de intensidade de precipitação oculta. | 244 |
| Figura 69 : Participação mensal dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta. | 246 |
| Figura 70 : Circulação atmosférica regional sob Massa Polar Atlântica dia 17 de maio de 2018. | 249 |
| Figura 71 : Circulação atmosférica regional sob Massa Polar Atlântica em tropicalização dia 19 de dezembro de 2017..... | 251 |
| Figura 72: Ocorrência de nevoeiro do dia 15 de setembro de 2018..... | 253 |

| | |
|---|-----|
| Figura 73 : Circulação atmosférica regional sob a atuação da Frente Polar Atlântica, dia 16 de julho de 2018. | 254 |
| Figura 74 : Circulação atmosférica regional sob a atuação da Massa Tropical Atlântica, dia 11 de abril de 2018. | 256 |
| Figura 75 : Circulação atmosférica regional sob a atuação da Massa Tropical Continental, dia 03 de dezembro de 2017. | 258 |
| Figura 76 : Delimitação das unidades topoclimáticas para bacia hidrográfica do Rio do Boi. | 261 |
| Figura 77 : Paisagem da unidade topoclimática de reduzida altitude. | 262 |
| Figura 78 : Paisagem da unidade topoclimática Orientada Sul..... | 264 |
| Figura 79 : Paisagem da unidade topoclimática de Cânion. | 265 |
| Figura 80 : Paisagem da unidade topoclimática de vale de Elevada Altitude..... | 268 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1 : Bacia hidrográfica do Rio do Boi: Áreas das classes de uso da terra..... | 50 |
| Tabela 2 : Coordenadas dos pontos em que se instalou os abrigos meteorológicos, bem como suas coordenadas e altitudes..... | 134 |
| Tabela 3 : Estatística descritiva a partir das médias diárias da temperatura do ar..... | 159 |
| Tabela 4 : Coeficientes de correlação e determinação e gradiente térmico para as temperaturas médias, máxima e mínima mensais..... | 174 |
| Tabela 5 : Análise estatística a partir do modelo de regressão para a média da temperatura média, máxima e mínima do perfil topoclimático..... | 179 |
| Tabela 6 : Estatística descritiva a partir das médias diárias da umidade relativa do ar em cada ponto..... | 185 |
| Tabela 7 : Estatística descritiva a partir das médias diárias da umidade absoluta do ar em cada ponto..... | 192 |
| Tabela 8 : Análise estatística a partir do modelo de regressão para a média umidade absoluta do ar média, máxima e mínima..... | 196 |
| Tabela 9 : Parâmetros estatísticos para os totais pluviométricos mensais do PNAS e de Cambará do Sul (INMET)..... | 210 |
| Tabela 10 : Períodos quentes (vermelho) e frio (azul) com base em um limite de +/- 0,5°C para o Índice de Niño Oceânico (ONI)..... | 214 |
| Tabela 11 : Estatística descritiva da precipitação pluvial e precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 216 |
| Tabela 12 : Classificação e quantificação dos eventos de precipitação oculta por tempo de duração para todo o período..... | 227 |
| Tabela 13 : Correlação entre os dados horários dos atributos climáticos e da precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. | 233 |
| Tabela 14 : Relação entre os eventos de precipitação oculta horário (mm) e a média horária dos atributos climáticos nos eventos de precipitação oculta. | 234 |
| Tabela 15 : Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Polar Atlântica. | 250 |
| Tabela 16 : Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Polar Atlântica em processo de tropicalização..... | 252 |
| Tabela 17 : Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da frente fria..... | 255 |
| Tabela 18 : Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Tropical Atlântica..... | 257 |
| Tabela 19 : Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da massa polar atlântica em processo de tropicalização. | 259 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|---|-----|
| Quadro 1 : Escalas de abordagem da pesquisa em climatologia..... | 63 |
| Quadro 2 : Relação de trabalhos sobre o gradiente térmico realizados pelo mundo..... | 75 |
| Quadro 3 : Grupos de famílias e seus tipos de tempo que atuam sobre o Rio Grande do Sul..... | 105 |
| Quadro 4 : Resumo dos trabalhos de campo realizados durante a pesquisa..... | 141 |
| Quadro 5 : Classificação dos eventos de precipitação oculta quanto à duração e frequência absoluta mensal..... | 229 |
| Quadro 6 : Precipitação oculta total (mm) em função do tempo de duração dos eventos para cada mês analisado. | 230 |
| Quadro 7 : Frequência absoluta horária por tempo de duração dos eventos de precipitação oculta para cada mês analisado..... | 231 |
| Quadro 8 : Distribuição mensal da frequência dos sistemas atmosféricos para os dias com registro de precipitação oculta. | 247 |
| Quadro 9 : Resumo das características das unidades topoclimáticas. | 267 |

LISTA DE ABREVIATURAS

ANA – Agência Nacional das Águas
AMP – Anticiclone Migratório Polar
APA – Anticiclone Polar Atlântico
APP – Anticiclone Polar Pacífico
ATA – Anticiclone Tropical Atlântico
BHRB – Bacia Hidrográfica do Rio Do Boi
CAPES- Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
Cfa – Clima Subtropical Úmido
CB – Cumulonimbus
CN – Coletor De Nevoeiro
EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EMA – Estação Meteorológica Automática
FF – Frente Fria
FQ – Frente Quente
FPA – Frente Polar Atlântica
GPDEN – Grupo De Pesquisa Em Desastres Naturais
IT – Instabilidade Tropical
IBAMA – Instituto Brasileiro De Meio Ambiente E Recursos Naturais
L – Leste
MMA – Ministério do Meio Ambiente
MG – Minas Gerais
MPA – Massa Polar Atlântica
MTA – Massa Tropical Atlântica
MTAC – Massa Tropical Atlântica Continental
MPV – Massa Polar Velha
MTC – Massa Tropical Continental
NE – Nordeste
NO – Noroeste
N – Norte
O – Oeste
PNAS- – Parque Nacional de Aparados Da Serra
PR– Paraná

PROCAD – Programa Nacional De Cooperação Acadêmica

Q– Radiação Global

QR– Radiação Refletida

QS– Radiação Emitida

RS – Rio Grande Do Sul

RJ– Rio De Janeiro

R – Coeficiente de correlação

R²– Coeficiente de Determinação

RA– Radiação Infravermelha Emitida da Atmosfera

S– Sul

SC– Santa Catarina

SE – Sudeste

SO – Sudoeste

SEMA – Secretaria de Estado Do Meio Ambiente

SNUC– Sistema Nacional de Unidades de Conservação

UC– Unidade de Conservação

UFRGS– Universidade Federal do Rio Grande Do Sul

UFMG– Universidade Federal de Minas Gerais

UFMS – Universidade Federal de Santa Maria

USP – Universidade de São Paulo

WMO – Organização Meteorológica Mundial

SUMÁRIO

| | |
|--|------------|
| 1 INTRODUÇÃO..... | 31 |
| 2 OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS..... | 37 |
| 2.1 OBJETIVO GERAL..... | 37 |
| 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 37 |
| 3 ÁREA DE ESTUDO..... | 39 |
| 3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... | 39 |
| 3.2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA..... | 40 |
| 3.3 PARQUE NACIONAL DE APARADOS DA SERRA..... | 56 |
| 4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... | 61 |
| 4.1 ESCALAS DO CLIMA..... | 61 |
| 4.2 VARIABILIDADE DOS ATRIBUTOS CLIMÁTICOS..... | 67 |
| 4.2.1 Radiação Solar..... | 67 |
| 4.2.2 Temperatura do ar e inversão térmica..... | 71 |
| 4.2.3 Umidade do ar e temperatura do ponto de orvalho..... | 79 |
| 4.2.4 Vento..... | 86 |
| 4.2.5 Precipitação pluviométrica..... | 91 |
| 4.3 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA REGIONAL..... | 95 |
| 4.3.1 Centro de Altas e Baixas pressões..... | 95 |
| 4.3.2 Massas de ar e correntes perturbadas..... | 98 |
| 4.2.3 Participação dos sistemas atmosféricos na variação sazonal do clima no Rio Grande do Sul e Santa Catarina..... | 102 |
| 4.2.4 Classificação dos tipos de tempos para o Rio Grande do Sul..... | 105 |
| 4.4 TIPOS DE NEVOEIROS E SUA VARIABILIDADE..... | 110 |
| 4.5 PRECIPITAÇÃO OCULTA: DEFINIÇÕES, ESTIMATIVAS E IMPORTÂNCIA ECOLÓGICA..... | 117 |
| 5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS..... | 131 |
| 5.1 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS E VARIÁVEIS ESTUDADAS..... | 132 |
| 5.1.1 Estação Meteorológica Automática Móvel (EMA)..... | 132 |
| 5.1.2 Abrigos meteorológicos de baixo custo..... | 134 |
| 5.1.3 Coletores de nevoeiros padrão..... | 137 |
| 5.2 COLETA, PERÍODO E ANÁLISE DOS DADOS..... | 141 |
| 5.2.1 Trabalhos de campo..... | 141 |
| 5.2.2 Análise topoclimática: dados utilizados e a análise..... | 143 |

| | | |
|---------|--|------------|
| 5.2.3 | Análise dos nevoeiros: dados utilizados e as análises..... | 151 |
| 5.2.4 | Identificação das unidades topoclimáticas..... | 155 |
| 5.2.5. | Análise estatística..... | 157 |
| 5.2.6 | Base cartográfica e mapas realizados..... | 158 |
| 6. | ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS..... | 159 |
| 6.1 | ANÁLISE TOPOCLIMÁTICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DO BOI.. | 159 |
| 6.1. 1 | Variabilidade térmica do perfil topoclimático..... | 159 |
| 6.1.2 | Variabilidade higrométrica para o perfil topoclimático da bacia hidrográfico do Rio do Boi..... | 184 |
| 6.1.3 | Variabilidade da umidade absoluta do ar média diária..... | 191 |
| 6.2 | CARACTERIZAÇÃO DO VENTO E DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL EM CAMBARÁ DO SUL E NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DO BOI..... | 199 |
| 6.2.1 | Variabilidade e caracterização do vento em Cambará do Sul do período de análise..... | 199 |
| 6.2.2. | Variabilidade e caracterização do vento no Parque Nacional de Aparados da Serra..... | 205 |
| 6.2.3 | Variabilidade da precipitação pluvial no Parque Nacional de Aparados da Serra e na cidade de Cambará do Sul..... | 209 |
| 6.3 | QUANTIFICAÇÃO E VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO OCULTA..... | 215 |
| 6.3.1 | Estimativa e variação da precipitação oculta e sua relação com a precipitação pluviométrica..... | 215 |
| 6.3.1.1 | <i>Participação sazonal da precipitação oculta e precipitação pluvial.....</i> | <i>222</i> |
| 6.3.1.2 | <i>Variação horária da precipitação oculta e precipitação pluvial.....</i> | <i>224</i> |
| 6.3.2 | Seleção dos eventos de precipitação oculta..... | 227 |
| 6.3.2.1 | <i>Classificação dos eventos de precipitação oculta.....</i> | <i>227</i> |
| 6.3.2.2 | <i>Relação mensal dos eventos de precipitação oculta.....</i> | <i>229</i> |
| 6.3.2.3 | <i>Relação da precipitação oculta com os atributos climáticos.....</i> | <i>232</i> |
| 6.3.2.4 | <i>Participação dos sistemas atmosféricos na gênese da precipitação oculta.....</i> | <i>242</i> |
| 6.3.2.5 | <i>Análise sinótica nos dias representativos da atuação dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta.....</i> | <i>249</i> |
| 6.4 | DELIMITAÇÃO DAS UNIDADES TOPOCLIMÁTICAS..... | 260 |
| 7 | CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 271 |
| | REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO..... | 275 |
| | ANEXO 01 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de novembro de 2017 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 297 |

| | |
|---|------------|
| ANEXO 02 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de dezembro de 2017 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 299 |
| ANEXO 03 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de janeiro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 301 |
| ANEXO 04 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de fevereiro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 303 |
| ANEXO 05 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de março o de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 305 |
| ANEXO 06 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de abril de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 307 |
| ANEXO 07 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de maio de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 309 |
| ANEXO 08 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de junho de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 311 |
| ANEXO 09 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de julho de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 313 |
| ANEXO 10 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de agosto de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 315 |
| ANEXO 11 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de setembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 317 |
| ANEXO 12 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de outubro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 319 |
| ANEXO 13 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de novembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 321 |
| ANEXO 14 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de dezembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi..... | 323 |

1 INTRODUÇÃO

As questões climáticas são sempre discutidas no âmbito da sociedade, no meio científico, na mídia e no senso comum. Nesse contexto, os trabalhos que partem da topoclimatologia buscam o entendimento do relevo e sua relação com os atributos climáticos a partir de dados locais e de técnicas experimentais. Locais com elevada variação altimétrica são sempre possíveis para estudos que abordam essa linha de pesquisa e, usualmente, são áreas protegidas pelo Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC, 2010). Cada vez mais em ambientes protegidos, como em Unidades de Conservação (UCs), os estudos climáticos são comuns, visando compreender as interações entre os atributos climáticos e a superfície.

As características como elevada altitude e ser um ambiente protegido estão presentes na bacia hidrográfica do Rio do Boi (BHRB). A elevada variação altimétrica é marcante em função da geologia e geomorfologia e geologia da região. Além disso, a BHRB está inserida dentro do Parque Nacional de Aparados da Serra (PNAS). Dessa forma, possuir uma bacia hidrográfica como unidade de estudo nos permite uma análise mais integrada da relação entre os atributos climáticos e os controles climáticos.

Nessa conjuntura, alguns trabalhos envolvem a relação dos atributos climáticos com a amplitude altimétrica em bacia hidrográficas, como na bacia hidrográfica do Rio Preto (MG/RJ) estudado por Oliveira e Ferreira, (2014) e Oliveira et al. (2018), na pesquisa na bacia hidrográfica do Rio Paraibuna (MG/RJ) desenvolvida por Oliveira, Assis e Ferreira (2014) e a análise de unidades topoclimáticas na bacia hidrográfica do Alto Ganga (Índia) investigada por Yadav, Thayyen e Jain (2019).

Ademais, também podem-se apontar outras pesquisas, que tiveram como foco de estudo as unidades de conservação, tendo vista a importância de dados climáticos nesses ambientes protegidos, como os trabalhos realizados por Galvani et al. (2009; 2012) no Parque Nacional de Intervales no estado de São Paulo. Na Polónia o estudo foi realizado no Parque Nacional de Słowiński, por Kolendowicz e Bednorz (2010). As pesquisas no Parque Nacional do Caparaó (MG) foram desenvolvidas por Galvani, Lima e Falcão (2010), Lima, Galvani e Falcão (2010) e Falcão et al. (2010). Além disso, podemos destacar a pesquisa realizada na Reserva Particular do Patrimônio Nacional Pousada das Araras (GO) executada por Lopes et al. (2014).

Um dos destaques desta pesquisa consiste em atribuir essas duas grandes áreas de pesquisa, que é a bacia hidrográfica, merecendo destaque a amplitude altimétrica, e uma unidade de conservação que atribuiu segurança ao desenvolvimento da pesquisa. Diante disso,

devido às muitas inseguranças que envolvem a pesquisa científica, realizar esses trabalhos em ambientes seguros, onde prezam pelo conhecimento científico, tal como ressaltam Milanesi (2016) e Wollmann (2013) sobre a importância da pesquisa climatológica em Unidades de Conservação (UC's).

Os atributos climáticos de locais protegidos são diretamente influenciados por diversos fatores geográficos, mas principalmente pela variação da altitude. De acordo com Jardim (2017), as interações da circulação do ar são moduladas pelos fatores da superfície terrestre, uma vez que se estruturam em diferentes níveis escalares. Dessa perspectiva, na escala topoclimática, esses atributos correspondem a derivação do clima local, devido à rugosidade do terreno e a diferente energização dele, em período diurno e para as diversas faces de exposição solar (RIBEIRO, 1993).

Para Serafini et al. (2010), a escala topoclimática é a relação existente entre os atributos climatológicos e as características topográficas. De acordo com Silva e Jardim (2017) quanto menor a escala, maior será o número de variáveis que interferem no comportamento dos atributos climáticos. Dessa forma, mediante as escalas inferiores é possível verificar as interações e influências dos fatores climáticos na variação dos elementos atmosféricos, que por sua vez, afetam diretamente a temperatura e umidade do ar, que vem a interferir na qualidade de vida humana.

Os atributos climáticos, para a escala topoclimática, tem a altitude como um importante influenciador nessa variabilidade. Assim, para Fritzens, Wrege e Montovani (2015) a altitude influi na insolação, amplitude térmica diária, incidência de geadas e até mesmo na ocorrência de ventos fortes. Silva e Jardim (2017) também sustentam que as características como relevo, altitude e declividade de um dado local são capazes de influenciar a formação de subunidades climáticas.

Nesse contexto, as unidades climáticas permitem a compreensão sintética das características climáticas de uma região (NOVAIS; BRITO; SANCHES, 2018). Para Silva e Jardim (2018) a interação entre os componentes atmosféricos e a superfície terrestre geram ambientes diferenciados de climas. Pelas interações entre os atributos climáticos e o relevo, busca-se na abordagem topoclimática a delimitação das unidades climáticas.

Entre os atributos climáticos, a temperatura do ar é uma das variáveis mais influenciadas pela altitude (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Em vista disso, Fritzens, Mantovani e Aguiar (2008) ressaltam que a temperatura do ar de um local tem o seu gradiente térmico influenciado pela variação altimétrica. Além disso, outras particularidades do uso do solo, são apontados por Galvani e Lima (2006) e Galvani et al. (2008) como

responsáveis pela variação do perfil vertical da temperatura do ar, sendo eles: cobertura vegetal, cor, declividade e orientação das vertentes. Diante disso, esses fatores podem influenciar significativamente o perfil vertical de temperatura do ar.

Um outro atributo climático influenciado pelo topoclima é a umidade do ar. Para a umidade relativa do ar, a altitude expressa uma relação direta, pois se comporta ao oposto da temperatura do ar. Logo, quando a temperatura do ar diminui, a pressão de saturação também diminui e, conseqüentemente, a umidade relativa do ar aumenta (VIDE, 1999). Para Barry e Chorley (2013), ela também é determinada pela evaporação local e pelo transporte atmosférico horizontal de umidade. Entretanto, para a umidade absoluta do ar, essa relação é direta com a altitude, assim, aumenta a altitude aumenta a umidade absoluta, em função da sua relação com a temperatura do ar (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Além da umidade do ar, a temperatura do ponto de orvalho, é outro índice resultante da interação entre a temperatura e umidade da atmosfera. A temperatura do ponto de orvalho é a temperatura de resfriamento do ar mantendo a pressão e o conteúdo de vapor de água constante, até que ele chegue a saturação (BARRY; CHORLEY, op. cit.). Quando ocorre a saturação do ar e pequenas gotículas de água ficam em suspensão na camada inferior da atmosfera e assim formam o nevoeiro (PATRÍCIO; GONÇALVES; DAVID, 1998).

Desse modo, os nevoeiros têm sua formação ligada desde o resfriamento do ar até o ponto de orvalho em pressão constante. A formação dos nevoeiros envolve praticamente a retirada de calor do ar, que ocorre por meio do resfriamento por radiação ou pelo movimento do ar sobre o solo frio (RIEHL, 1965). Assim, os nevoeiros associados ao efeito da altitude e a outros condicionantes contribuem para a ocorrência de precipitação oculta.

No Brasil, os estudos sobre os nevoeiros ainda são muito recentes, embora em países da Europa e demais países da América Latina, vem sendo há muito tempo estudados. Em território nacional os estudos sobre os nevoeiros e a precipitação oculta concentram-se na Serra do Mar, principalmente entre os estados de São Paulo (ARCOVA, 2013) e Rio de Janeiro (PEREIRA; VALCARCEL; BARBOSA, 2016).

A precipitação oculta é um fenômeno decorrente dos nevoeiros e é importante para a captação de água para abastecimento humano e irrigação. Além disso, também é uma fonte de água para recarga dos aquíferos. Prada (2008) salienta que em regiões com nevoeiros intensos, a água contida nessas massas de ar pode constituir um importante complemento das fontes tradicionais de abastecimento.

A área de estudo abrange a maior parte do Parque Nacional de Aparados da Serra, sendo a bacia hidrográfica do Rio do Boi a unidade de estudo. Além de pertencer a uma unidade de

conservação, a área de estudo ganha destaque na análise dos atributos climáticos quanto a relação à topografia, devido à elevada variação altimétrica da área. Assim, Weiss (2005) ressalta que na análise topoclimática, a inclinação, a declividade e a posição dos vales influenciam desde a radiação solar até o escoamento de ar. Nesta pesquisa estrutura-se a seguinte problemática: Como o relevo influencia na variabilidade dos atributos climáticos e na formação da precipitação oculta na Bacia Hidrográfica do Rio do Boi?

Diante disso, a hipótese dessa pesquisa configura-se que: o gradiente altimétrico expressivo da área de estudo promove frequente variabilidade dos atributos climáticos, os quais favorecem a condição para a ocorrência de precipitação oculta

A bacia hidrográfica do Rio do Boi (BHRB) está inserida dentro dos limites do Parque Nacional de Aparados da Serra (PNAS), em mais de 50% da sua área. Dessa forma, vem a ter relevância ainda maior para a pesquisa, tendo em vista a importância ambiental do PNAS. No que se refere à climatologia em unidade de conservação, Wollmann (2014) destaca que o acompanhamento climático nessas áreas é pouco realizado no Brasil e principalmente no RS. Os estudos sobre a climatologia em áreas preservadas auxiliam significativamente no Plano de Manejo das UC's, na sua construção e no monitoramento.

A Unidade de Conservação (UC) tem como objetivo proporcionar e incentivar atividades de pesquisa científica e estudos de monitoramento ambiental, além de preservar, conservar, proteger e valorizar a diversidade biológica e os recursos ambientais (BRASIL, 2000). Conforme disposto no Sistema Nacional de Unidade de conservação - SNUC (BRASIL, 2000) a atmosfera está inserida como um recurso ambiental e precisa ser monitorado e preservado bem como os demais recursos ambientais como águas interiores, superficiais e subterrâneas, os estuários, o mar territorial, o solo, o subsolo, os elementos da biosfera, a fauna e a flora.

As pesquisas climatológicas em bacias hidrográficas, e principalmente em unidades de conservação são, em muitos casos, impossibilitadas de ocorrerem em virtude de falta de equipamentos registradores, carência de pessoal capacitado e principalmente de recursos financeiros. Machado et al. (2014) afirmam que existem extensas áreas do território brasileiro que decorrem de falta de dados climatológicos, o que implica nas análises dos atributos climáticos em diferentes escalas climáticas, no que tange à utilização de dados climáticos para o planejamento do uso e manejo de uma UC's.

Atualmente as pesquisas climatológicas estão cada vez mais presentes em UC (GALVANI et al., 2012; LOPES et al., 2014; JARDIM, 2017; MACHADO et al., 2017; JARDIM; GALVANI, 2018 e BARATTO et al., 2018). Os monitoramentos mais usuais são de temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação pluvial, variáveis de fácil medição e

muitas vezes podem ser realizadas com equipamentos de baixo custo, como mini abrigos meteorológicos (JARDIM, 2018; BARATTO; GALVANI; WOLLMANN, 2020) e pluviômetros artesanais (MILANESI; GALVANI, 2012).

Para Oliveira et al. (2018) é necessária a averiguação de dados climatológicos em ambientes diversos. Nesse contexto, entra a BHRB, a qual faz parte do PNAS, de relevância geológica e ambiental. Então, conhecer a variabilidade dos atributos climáticos em ambiente até então, com registros inexistentes, torna-se um viés importante para o auxílio no planejamento e gerenciamento da área. Tendo em vista ainda a importância da área de estudo para a conservação da biodiversidade da Mata Atlântica como sendo uma zona núcleo no programa de Reserva da Biosfera da Mata Atlântica (RBMA), implantado no estado do Rio Grande do Sul (SEMA, 2019).

As pesquisas climatológicas na área de estudo se tornam importantes devido às suas condições geográficas, o que vem propiciar a ocorrência de nevoeiros, como já ressaltado por Serra (1978). Os nevoeiros vêm sendo estudados e destacados em sua importância por diversos autores em todo os continentes (CAVELIER; GOLDSTEINT, 1989; CARGCIA; MONTANER, 1991; SHEMENAUER; CERECEDA, 1992; FIGUEIRA, 2005; FURTADO, 2009, ARCOVA, 2013 e COTRIM, 2018).

Essas pesquisas apontam que a quantidade de água depositada no solo, em decorrência desses fenômenos meteorológicos, vem a contribuir para uma porcentagem muito notável da coleta de água, se tornando um importante recurso hídrico. Porém, as regiões montanhosas, onde os nevoeiros são frequentes e a velocidade do vento intensa, são áreas privilegiadas para a ocorrência desse fenômeno (BALODÓN, 2003; RITTER et al., 2005; FIGUEIRA, 2009).

Para Figueira (2009), a coleta de água da atmosfera como um recurso para utilização humana através de coletores artificiais é muito antiga e, provavelmente, inspirada no gotejamento de água das árvores ou dos arbustos. Esse fenômeno ocorre em áreas onde há ocorrência de nevoeiro e ventos intensos, permitindo a movimentação do ar. Com isso, torna-se importante os estudos dos nevoeiros para que se conheça as suas potencialidades como entrada de água num determinado espaço.

No Brasil, os nevoeiros são estudados principalmente no contexto de transporte aéreo e marinho. No âmbito aéreo as pesquisas estão voltadas para as características, ocorrências, duração (PAULA et al., 2015; BERGER; KRUSCHE, 2006) e modelagens (GOMES; KRUSCHE; ROCHA, 2011; PAULA et al., 2017; PLATENIK, et al., 2020) dos nevoeiros nos aeroportos do País. Em ambiente marinho, os estudos sobre os nevoeiros abrangem as regiões portuárias, com pesquisas sobre a visibilidade, ocorrência, frequência e formação dos

nevoeiros que visam os problemas para a navegação marítima, pois sendo intensos, dificultam a visibilidade no canal de acesso ao porto (BERGER; KRUSCHER; RODRIGUES, 2006).

Diante desses cenários, aprofundar os conhecimentos sobre a ocorrência dos nevoeiros e da precipitação oculta no estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, onde ainda são escassos, torna-se importante, como fonte de água e nutrientes para muitas plantas (SERRA, 1978), para o cálculo do balanço hídrico, para questões de agricultura (MOTA, 1985). Além disso, também como fonte de umidade do solo, o que vem a auxiliar no crescimento vegetativo de pastagens naturais e culturas (ALBRECHT; LOOSE; SARTORI, 1991).

Diante do exposto, conhecer a contribuição da precipitação oculta em uma área de interesse ambiental pode ser uma alternativa para a captação de água potável para uso local. Do mesmo modo, incentiva novos estudos que visam conhecer e entender a dinâmica dos nevoeiros em todo o território nacional, bem como estudos sobre a precipitação oculta.

2 OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a influência do relevo como controle climático e sua consequência na variabilidade da temperatura e umidade do ar, na ocorrência dos nevoeiros e na precipitação oculta e seus efeitos na definição das unidades topoclimáticas na bacia hidrográfica do Rio do Boi, RS/SC.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

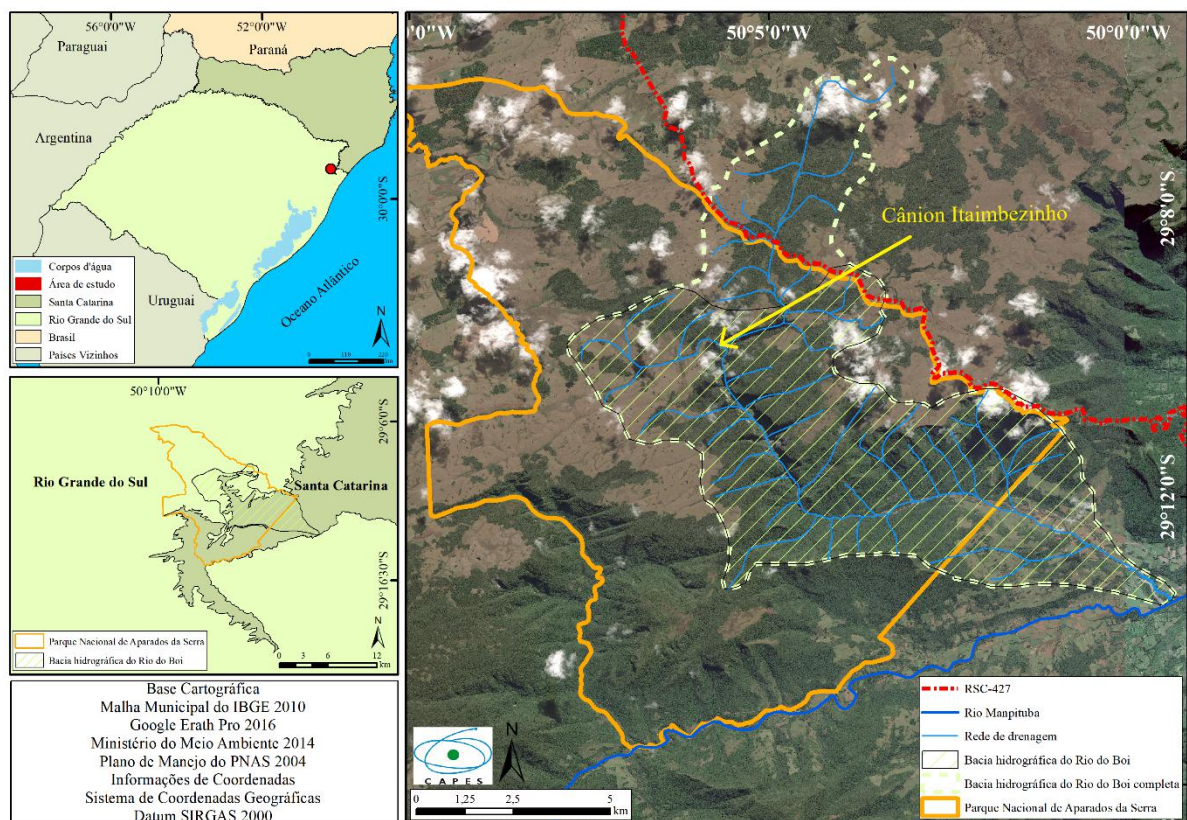
- Coletar as variáveis meteorológicas de radiação solar global, temperatura do ar, umidade do ar, vento (velocidade) e precipitação pluviométrica da área de estudo;
- Analisar a variabilidade, na escala topoclimática, da temperatura do ar, umidade relativa e umidade absoluta do ar;
- Monitorar e quantificar os episódios de nevoeiros e precipitação oculta;
- Analisar a relação estatística entre as variáveis meteorológicas (temperatura, umidade do ar e temperatura do ponto de orvalho, vento e radiação solar) e a precipitação oculta;
- Identificar a circulação atmosférica atuante nos episódios de precipitação oculta;
- Identificar e caracterizar as unidades topoclimáticas.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do Rio do Boi está inserida no limite entre dois estados brasileiros. A sua metade norte pertence ao estado do Rio Grande do Sul e a metade sul pertence à Santa Catarina e tem uma área de aproximadamente 73,1 km². No entanto, para esta pesquisa, utilizou-se a porção da bacia hidrográfica que abrange o cânion Itaimbezinho, que também está inserida no Parque Nacional de Aparados da Serra (PNAS) e foi monitorada pelos equipamentos. Essa porção da bacia hidrográfica tem área de 57,3 km² e foi delimitada a partir de imagens do Google Earth 2018 juntamente com os *shapefiles* da rede de drenagem. A área da bacia hidrográfica abrange oito municípios no extremo sul de Santa Catarina e sete no nordeste gaúcho. Na Figura 1, observa-se a área de estudo, bem como os limites da bacia hidrográfica do Rio do Boi total e o PNAS.

Figura 1: Localização da bacia hidrográfica do Rio do Boi, bem como o limite do Parque Nacional de Aparados da Serra.



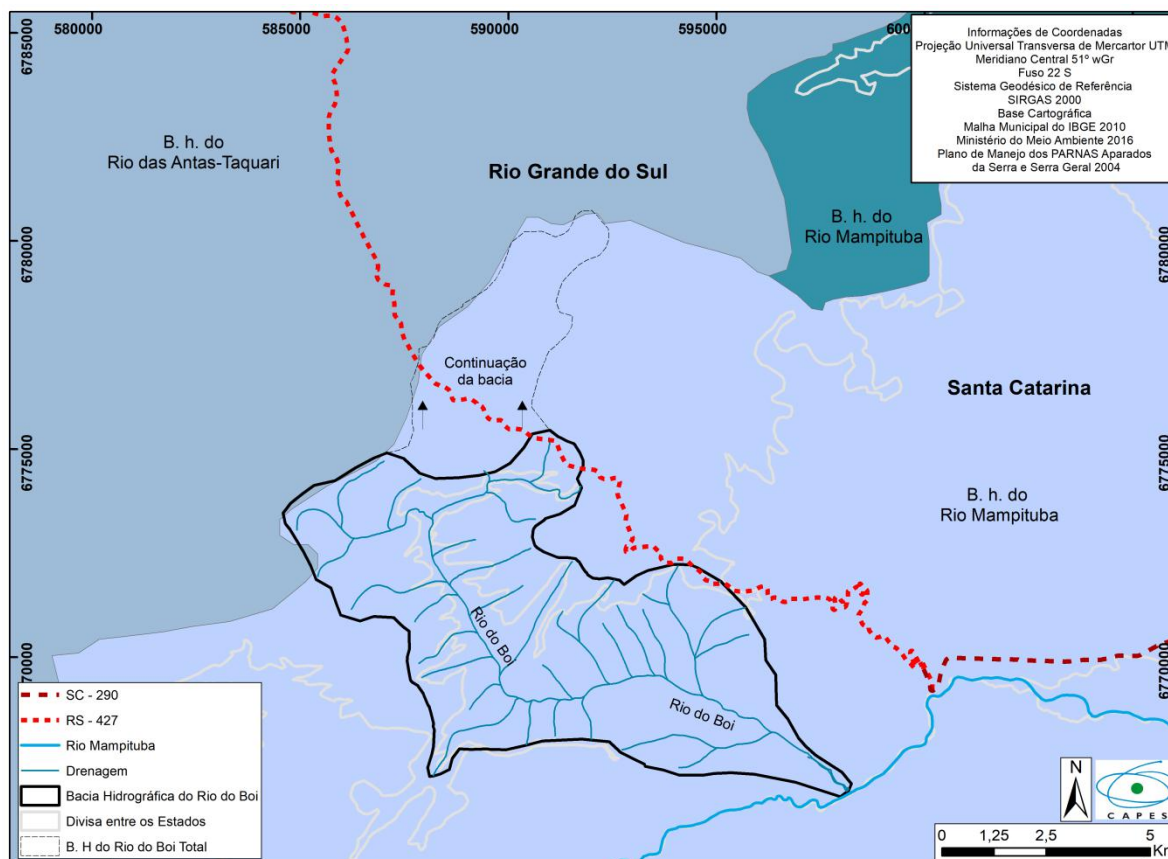
Elaboração: Autora (2021).

A bacia hidrográfica do Rio do Boi está inserida tanto dentro do limite quanto na Zona de Amortecimento do PNAS, o que corresponde a 52% da área de estudo. No entanto, em relação a área do PNAS, a bacia hidrográfica corresponde a aproximadamente 43%. A Zona de Amortecimento consiste na área ao entorno do PNAS. Nessa área, as atividades humanas são restritas às condições específicas no que tange ao uso e ocupação dos recursos hídricos, com o intuito de minimizar os impactos negativos (MMA/IBAMA, 2004).

3.2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A área de estudo está inserida na Região Hidrográfica do Atlântico Sul (ANA, 2019), que se estende do Litoral Norte do Paraná até o litoral Sul do Rio Grande do Sul. A Bacia hidrográfica do Mampituba constitui-se junto com a bacia do Taquari-Antas, sendo elas as maiores unidades hidrológicas do PNAS (Figura 2), que tem uma superfície de aproximadamente 1.800 km².

Figura 2: Bacia hidrográfica em que a área de estudo está inserida.

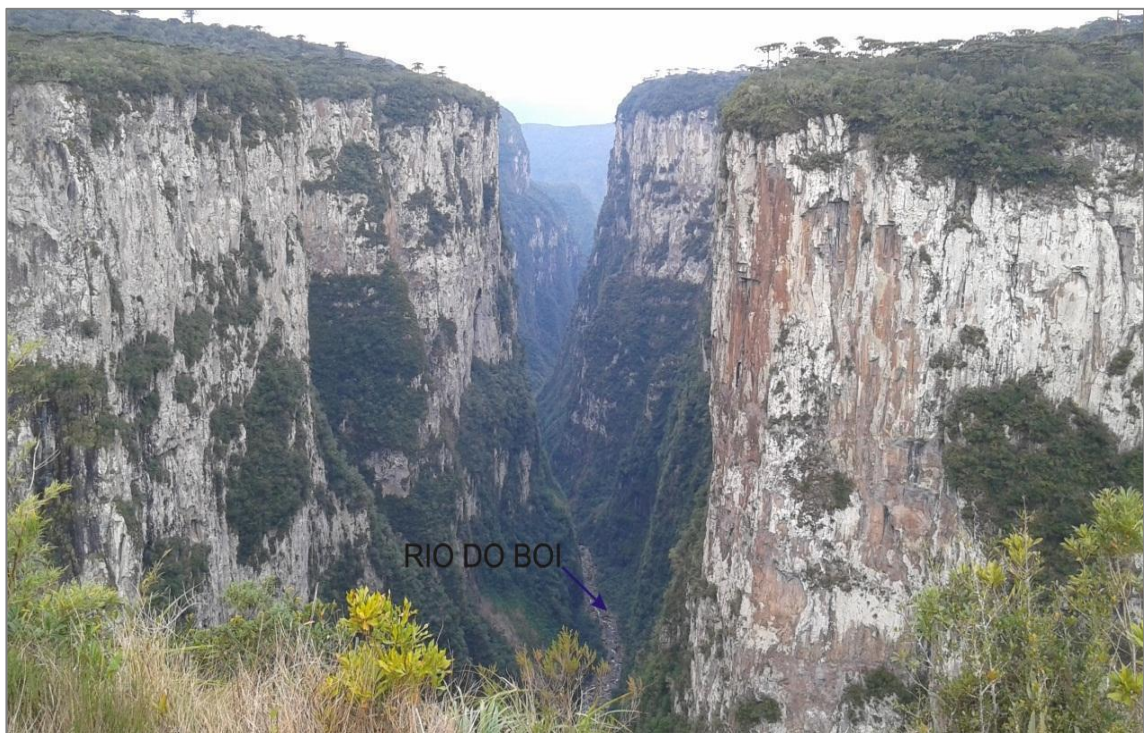


Elaboração: Autora.

A rede de drenagem da área de estudo é escoada para o litoral de Santa Catarina e deságua no rio Mampituba, sendo este um rio fronteiro entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. A BHRB tem a rede hidrográfica composta por rios de nascentes que drenam pelo interior do cânion para a região do entorno na planície (predominantemente para o rio Mampituba) (MMA/IBAMA, 2004).

O rio do Bo é o principal rio da área de estudo e drena no interior do Cânion Itaimbezinho. Ele também é conhecido como rio Pavão e é o mais extenso dentro dos limites do Parque, com 27 km. Os cursos d'água da região de estudo possuem declividade acentuada decorrente da geomorfologia local, chegando a desníveis entre 800 e 1000 metros, conforme observou-se na Figura 3.

Figura 3: Cânion Itaimbezinho, Parque Nacional de Aparados da Serra.



Fonte: Trabalho de campo (2017).
Elaboração: Autora.

As drenagens da bacia hidrográfica do Rio do Boi nascem no planalto e escoam-se pelos paredões de rocha vulcânica (ROSS, 2011) da Serra Geral, muitos deles em forma de cascatas, e deságuam na margem esquerda do Mampituba. São rios de águas cristalinas, os leitos são

formados por seixos e de regime torrencial, formando diversas cachoeiras, o que vem a ter beleza cênica (MMA/IBAMA, 2004).

A área de estudo está localizada na região de maior altitude do estado do Rio Grande do Sul. Conforme as unidades de relevo, descritas por Ross (2011, 2014) a área de estudo está inserida no Planalto Sedimentar da Bacia do Paraná nas áreas mais elevadas e Planície da Lagoa dos Patos e Mirim, nas áreas mais baixas. Ab'Sáber (2012) enaltece a região dos aparados da serra pela sua beleza espetacular, oriunda das altas cornijas¹ rochosas da Serra Geral, bem como os pequenos cânions curtos e profundos que cortam as escarpas. Na classificação de Ab'Sáber (op. cit.), sobre os domínios morfoclimáticos brasileiros, essa região está inserida dentro dos limites do domínio dos Planaltos das Araucárias. Esse domínio se caracteriza por ser uma região de planalto de altitude, com presença de bosque de araucária de diferentes densidades e extensões, pradarias mistas e bosques de pinhais.

A altimetria da área de estudo varia de 40 metros até 1030 metros acima do nível do mar. Diante disso, a amplitude altimétrica é de 989 metros. As maiores altitudes estão localizadas na metade norte, variando de 890 metros até 1030 metros. Cerca de 43% da área de estudo está entre essas classes, o que corresponde a uma área de 24,8 km². No setor central da área de estudo, ocorrem as maiores variações altimétricas e tais variações acompanham o cânion Itaimbezinho, que são maiores nas bordas do cânion e as menores no leito do Rio do Boi.

As menores altitudes se encontram no interior do cânion Itaimbezinho e no setor sudeste da bacia hidrográfica, na foz do rio do Boi. As altitudes de 41 metros a 177 metros, correspondem a 10% da área de estudo. Entretanto, na metade sul ocorrem as variações altimétricas que são mais significativas, tanto na vertente leste quanto na vertente oeste, o que implica nas maiores declividades da área de estudo. Dessa forma, nas áreas onde ocorrem as maiores variações altimétricas, têm-se as maiores declividades.

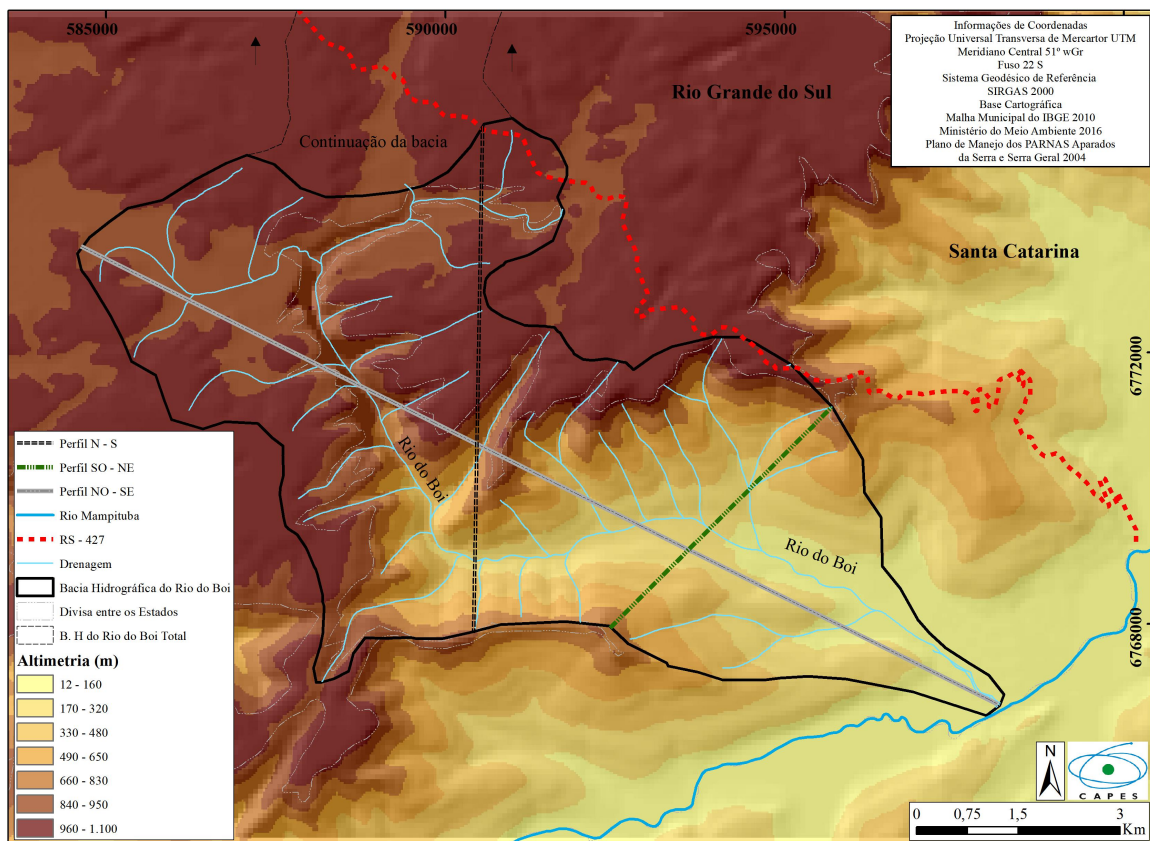
O perfil longitudinal do Rio do Boi tem uma extensão total de 16 km e o gradiente altimétrico de 900 metros. No curso superior do rio ocorrem as maiores altitudes e diminui conforme a extensão do rio até menor que 100 metros na foz do Rio Mampituba. Após o segundo quilômetro² do perfil, nota-se uma brusca variação altimétrica, com aproximadamente 250 metros de diferença, a qual é acompanhada de paredões do cânion Itaimbezinho. A partir dos 4 km de extensão, a altitude do Rio do Boi tende a diminuir. No perfil onde há as maiores altitudes, também há os maiores declives da bacia hidrográfica.

¹ Parte superior do front sustentada pela camada mais resistente, mostrando declive geralmente forte, convexo a retilíneo, seguido de talus côncavos (IBGE, p.47, 1999).

² Observa-se uma elevação no curso do rio do Boi no quilômetro dois. Essa elevação pode ter ocorrido devido a geração do modelo numérico do terreno, a partir das curvas de nível.

Nessa área ocorrem as maiores velocidades do curso d'água. No setor Noroeste (NO) da área de estudo ocorrem altitudes acima dos 900 metros. À medida que se desloca para o sudeste, a altitude diminui, chegando a menos de 100 metros na confluência com o rio Mampituba. A Figura 4 apresenta as variações altimétricas da área de estudo bem como os recortes para os perfis topográficos.

Figura 4³: Variação altimétrica e recortes dos do perfil topográfico da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



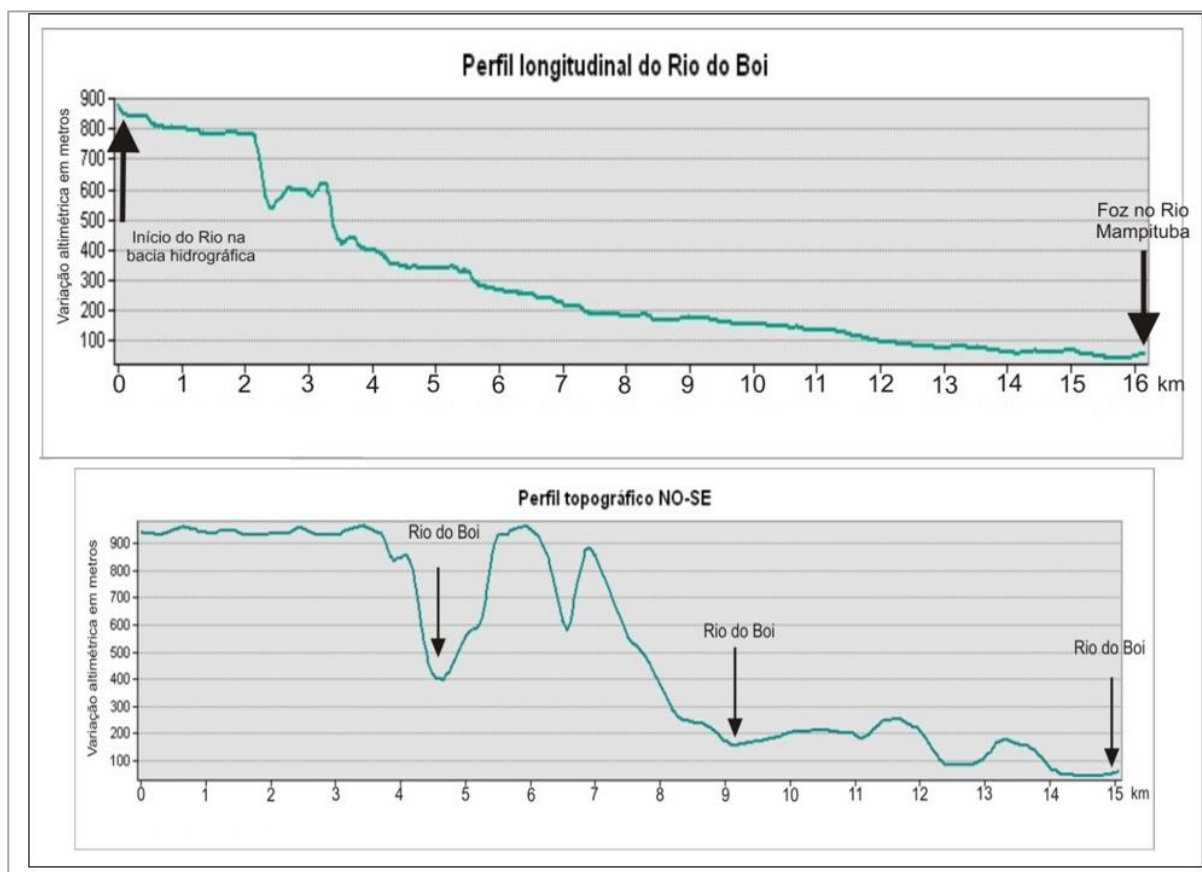
Elaboração: Autora.

No perfil topográfico NO-SE ocorre a elevada variação altimétrica. As maiores altitudes estão no setor NO. Assim, a variação altimétrica nessa área é pequena, variando de 900 a 1000 metros. Nesse perfil, verifica-se o corte do Rio do Boi em três momentos. O primeiro ocorre a uma altitude de 400 metros, no setor da bacia hidrográfica, onde o cânion é mais encaixado, sendo que, à medida que se avança para a porção sudeste, a altitude tende a

³ Os mapas 4, 7 e 8 apresentam no cânion Itaimbezinho uma modelagem não presententativa a realizada, ou seja, as imagens não apresentam a real profundidade do cânion devido ao modelo utilizado para a geração dos mapas.

diminuir. Entretanto, a variação altimétrica é maior na área central. Na Figura 5 verifica-se o perfil longitudinal e o perfil topográfico no sentido NO-SE.

Figura 5: Perfil longitudinal⁴ do Rio do Boi e perfil topográfico Noroeste (NO) – Sudeste (SE) da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Elaboração: Autora.

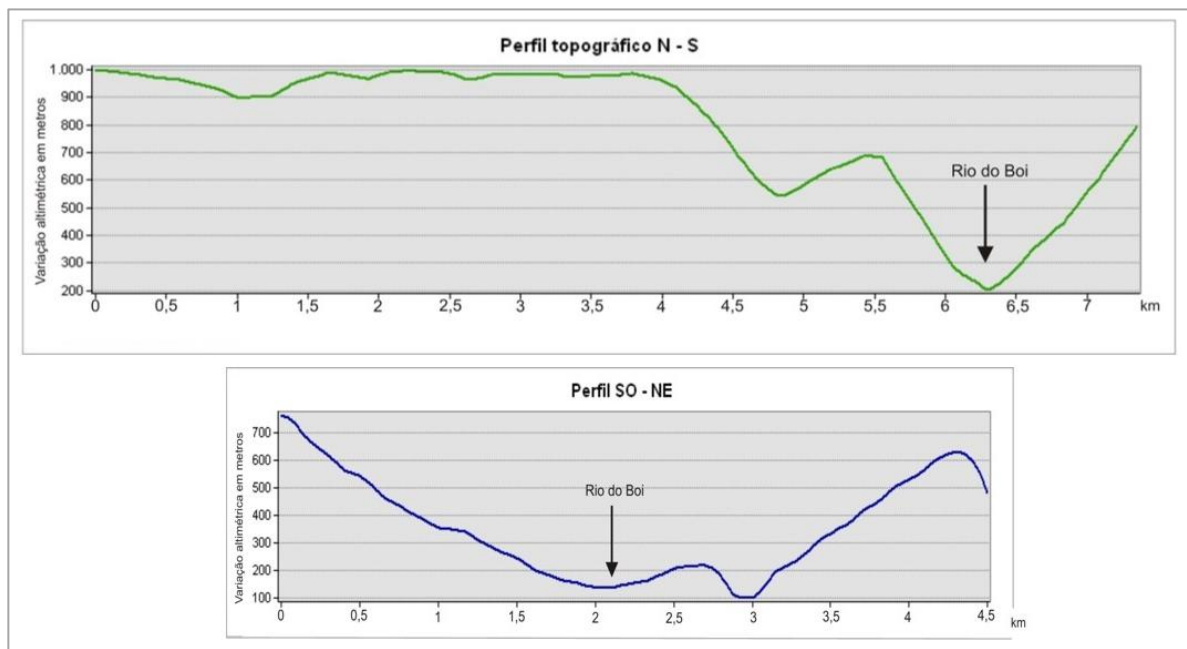
O segundo corte ocorre no setor centro-sul da bacia hidrográfica. Nessa região, observa-se o vale do cânion Itaimbezinho menos encaixado e que, conseqüentemente, as altitudes são mais baixas, próximas aos 200 metros. No terceiro momento observa-se a foz no rio do Boi, onde a altitude é menor que 100 metros.

No perfil Norte-Sul, verifica-se o maior gradiente altimétrico da bacia hidrográfica. Ao norte, a altitude varia em torno dos 1000 metros e em direção ao Sul a altitude diminui, chegando na calha do rio do Boi, próximo aos 200 metros. Após essa diminuição, a altitude

⁴ Observa-se uma “subida” no perfil longitudinal do Rio do Boi. Essa “subida” é em decorrência do modelo digital do terreno que foi utilizado para gerar a hipsometria da área de estudo.

aumenta gradativamente em direção à vertente sul. Na Figura 6 observa-se a variação altimétrica do perfil topográfico N-S e SO-NE.

Figura 6: Perfil topográfico Norte (N) – Sul (S) e Sudoeste (SO) – Nordeste (NE) da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



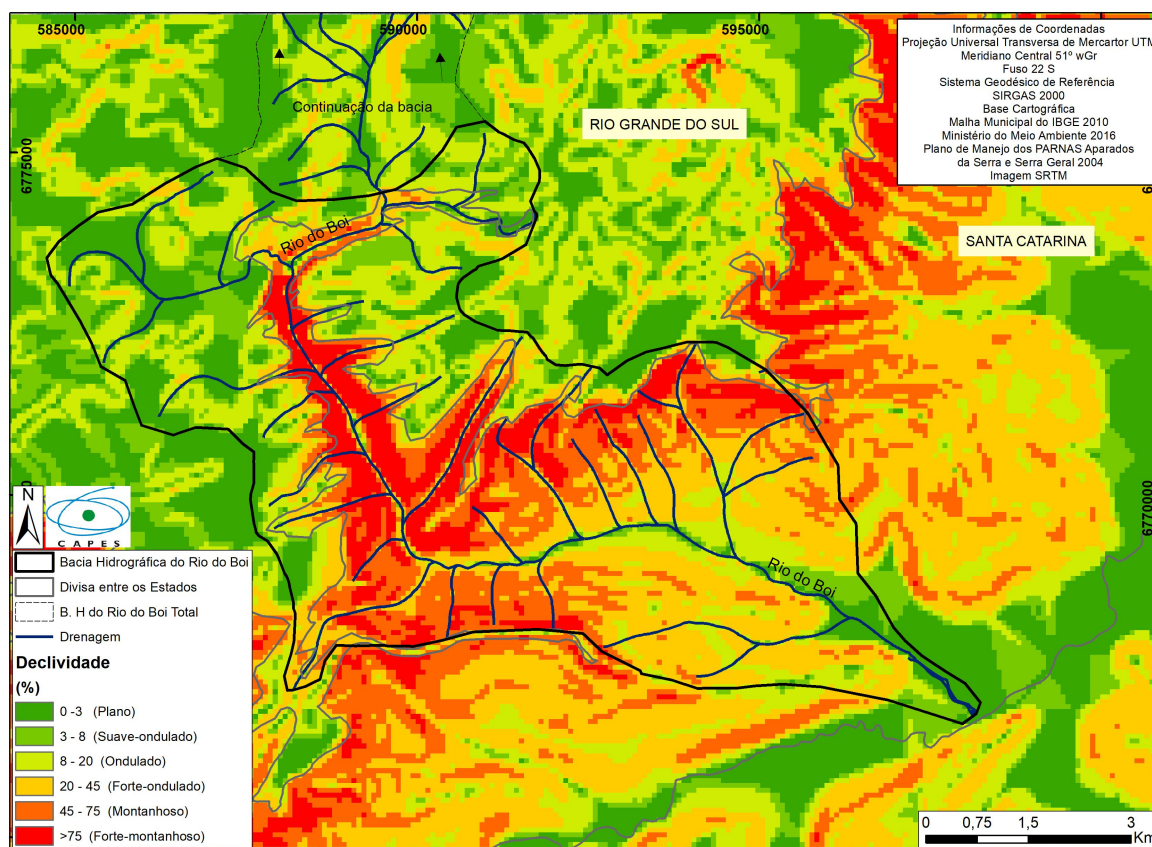
Elaboração: Autora.

O perfil SO-NE representa o setor mais ao sul da bacia hidrográfica, onde o cânion se torna um vale menos encaixado. Nessa porção da bacia ocorre a menor variação altimétrica, tendo em vista um gradiente altimétrico de aproximadamente 600 metros. As maiores altitudes estão localizadas nos divisores d'água da bacia hidrográfica, que não ultrapassam os 700 metros. No setor sudoeste, as altitudes são mais elevadas, em relação ao setor nordeste. As menores altitudes estão na área central do perfil topográfico, em um afluente do Rio do Boi.

Conforme o mapa de declividade, que foi realizado com base na classificação da EMBRAPA (1979), as menores declividades ocorrem na área com a maior altitude (no planalto) da bacia hidrográfica e nas áreas e na área de baixa altitude, na várzea do rio no Boi. Na área sudeste, as menores declividades, caracterizadas como plano, estão próximas à confluência do Rio do Boi com o rio Mampituba. No entanto, no setor norte, o topo da Serra

Geral, é marcada pela presença de plano (0-3%) e suave-ondulado (3-8%), conforme observado na Figura 7.

Figura 7: Declividade da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Elaboração: Autora.

As maiores declividades estão localizadas no setor central da área de estudo e ao longo do cânion Itaimbezinho. Assim, os paredões da escarpa da Serra Geral têm declividades acima dos 75%⁵, considerado um relevo forte-montanhoso. À medida que se inicia a abertura do cânion em direção ao setor sudoeste da bacia hidrográfica a declividade diminui, chegando a plano próximo à várzea do rio do Boi.

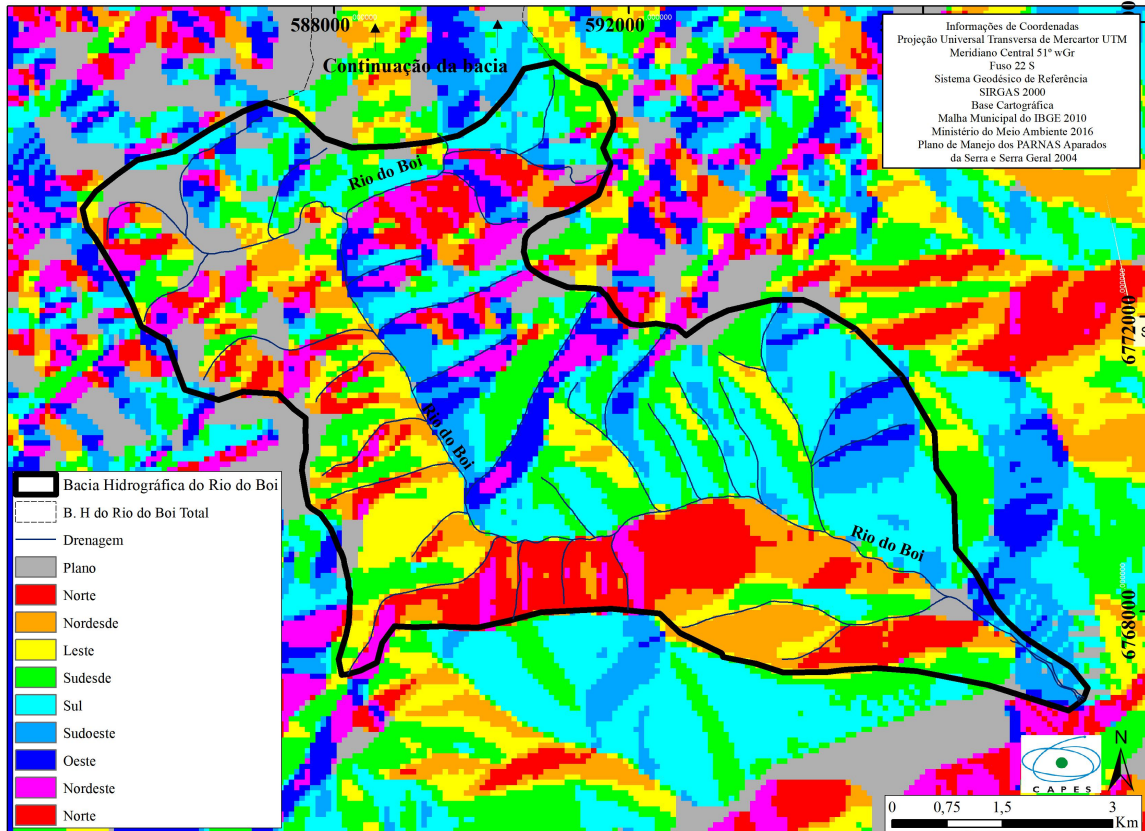
A área de estudo tem a maioria das vertentes voltadas para o Sul, totalizando uma área de 11,5 km², o que corresponde 20%⁶ da área total. A menor porcentagem em área são as vertentes voltadas para Oeste, com 3,9 km², ou seja, 6,8% da área. As vertentes voltadas para o Norte correspondem 15,6% da área de estudo, sendo as que recebem mais insolação para o

⁵ Valores calculados a partir da área da bacia hidrográfica do Rio do Boi.

⁶ Valores calculados a partir da área da bacia hidrográfica do Rio do Boi.

Hemisfério Sul. As vertentes voltadas para Nordeste e Leste possuem quantidade de áreas bem próximas com, 6,40 km² a primeira e 6,1 km² esta última (Figura 8).

Figura 8: Orientação de vertentes da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



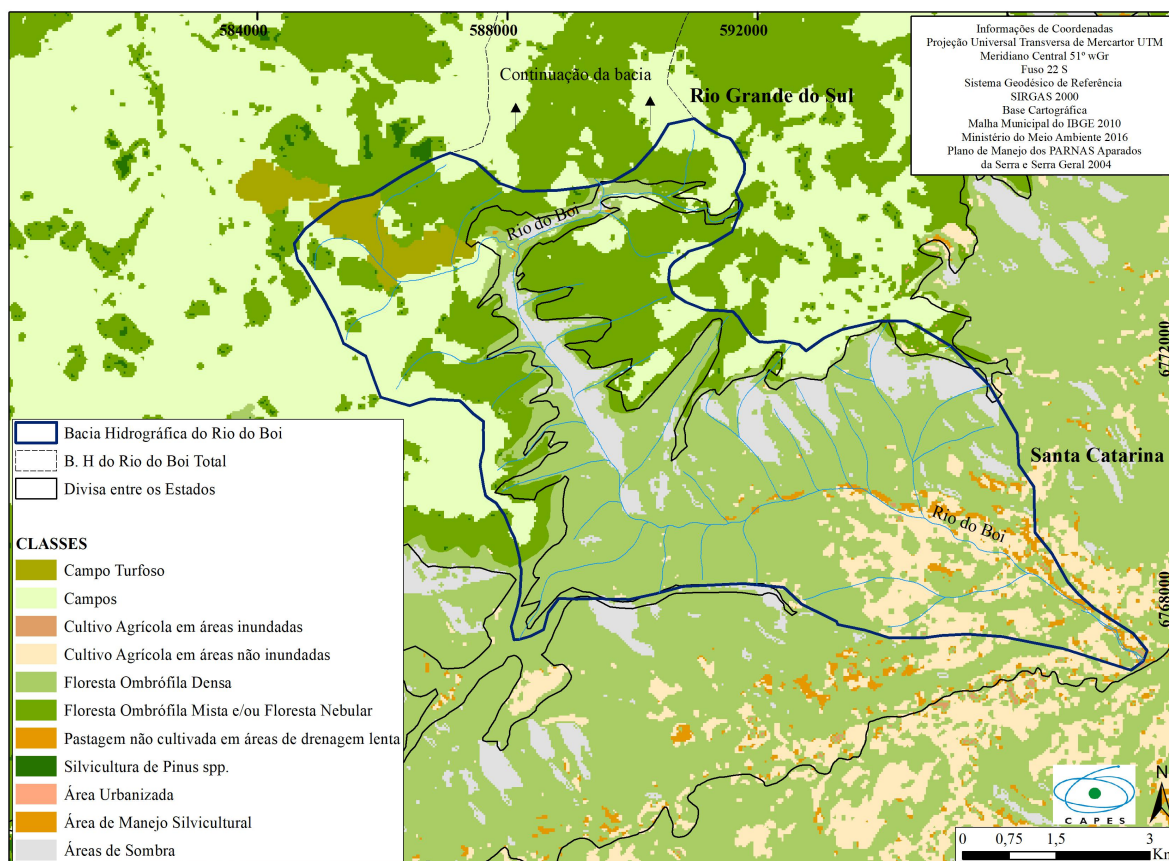
Elaboração: Autora.

As vertentes voltadas para Sudeste correspondem a segunda maior em área total, com 10,01 km², o que corresponde a 17,7% da área da bacia hidrográfica. As vertentes voltadas para Sudoeste correspondem a 9,3% da área, o que equivale a uma área de 5,30 km². As vertentes voltadas para Noroeste correspondem a 9,0%. Apesar do mapa de declividade ter regiões planas, não se observaram áreas planas.

A área de estudo está inserida no Bioma Mata Atlântica (MMA, 2018). Segundo o plano de manejo do PNAS, a área encontra uma vegetação heterogênea. Essa heterogeneidade é reflexo dos fatores geológicos, geomorfológicos, pedológicos, climáticos e hidrográficos (MMA/IBAMA, 2004). De acordo com a Classificação do IBGE (2004) e Cordeiro e Hasenack (2009) a área de estudo abrange três unidades fitoecológicas, sendo Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista e Estepe, que se refere aos campos do sul do Brasil,

conforme o Manual Técnico Da Vegetação Brasileira (2012). No plano de manejo do parque há uma classificação mais detalhada dos remanescentes florestais⁷ e de alguns tipos de uso da terra. Assim, a área de estudo compreende nove classes distintas do uso da terra (Figura 9).

Figura 9: Distribuição dos remanescentes florestais e do uso e ocupação da terra da bacia hidrográfica do Rio do Boi.

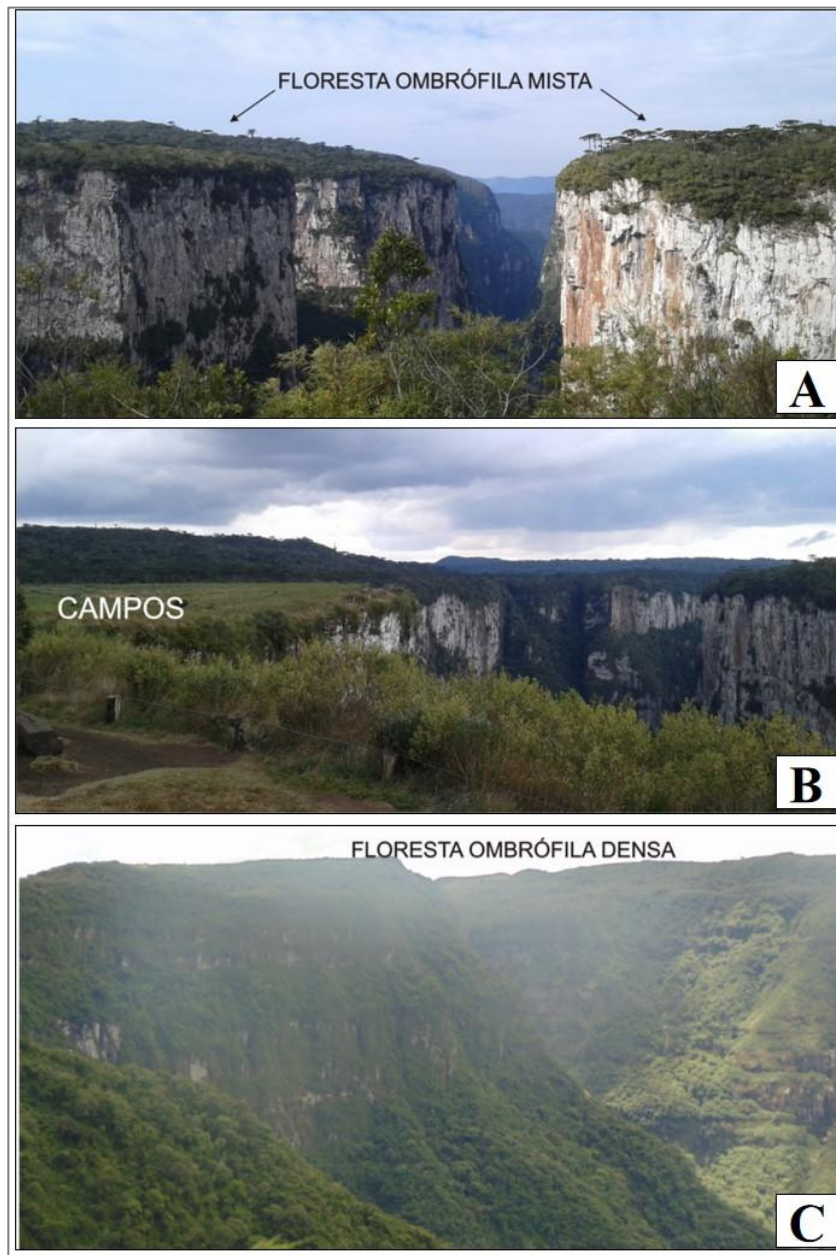


Elaboração: Autora.

Com relação aos remanescentes de vegetação nativa, a Floresta Ombrófila Densa Montana (Figura 10) predomina com uma área de 25,29 km² (43,93 %). Segundo Manual Técnico Da Vegetação Brasileira (IBGE, 2012) na latitude de 24°S até 32°S, na altitude entre 400 metros até 1000 metros ocorrem esse tipo de formação vegetal. O centro-sul da bacia hidrográfica, próximo ao cânion Itaimbezinho, é uma área com presença dessa vegetação, ou seja, ocorre em áreas mais declivosas.

⁷ Informações extraídas do Plano de Manejo do Parque Nacional de Aparados da Serra,

Figura 10: Áreas de remanescente de vegetação nativa inseridas na bacia hidrográfica do Rio do Boi: Floresta Ombrófila Mista (A), Campos (B) e Floresta Ombrófila Densa Montana (C).



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

A presença da Floresta Ombrófila Mista e/ou Floresta Nebular ocorre no setor norte da área de estudo, com um total de 12,76 km². Esse remanescente florestal se localiza nas áreas com maiores altitudes e menos declivosas. Conforme salientado no plano de manejo, a Floresta Ombrófila Mista, ocupa os relevos suaves e ondulados do Planalto dos Campos Gerais, sendo encontrada entre as vastas extensões de formações campestres.

Os campos ocupam uma área de 8,06 km², o que corresponde a 14,01%. As áreas remanescentes de campo estão localizadas próximo aos divisores de água, principalmente no divisor oeste da bacia hidrográfica. Essas áreas de campo ocorrem nas maiores altitudes e nas menores declividades em relação às outras áreas.

Os Campos Turfosos possuem área de 1,7 km² (Tabela 1) e ocorrem no setor norte da bacia hidrográfica. Esses campos ganham destaques pela sua coloração escura, que é típica de ambientes ricos em compostos orgânicos, que, por sua vez, são resultantes da decomposição incompleta da vegetação terrestre e aquática, denominados compostos húmicos. Ainda segundo o Plano de Manejo, os Campos Turfosos têm uma fisionomia campestre, herbácea ou herbácea-arbustiva. Essa formação está restrita nas áreas mais planas e baixas das coxilhas, sendo encontrada nas baixadas super úmidas das coxilhas, onde a drenagem é lenta e dificultada pela condição topográfica (MMA/IBAMA/2004).

Tabela 1: Bacia hidrográfica do Rio do Boi: Áreas das classes de uso da terra⁸.

| Classes | Áreas (km²) | Porcentagem (%) |
|---|-------------------------------|------------------------|
| Campos | 8,07 | 14,01 |
| Áreas de Sombra | 4,49 | 7,80 |
| Campo Turfoso | 1,70 | 2,95 |
| Cultivo Agrícola em áreas inundadas | 0,04 | 0,07 |
| Cultivo Agrícola em áreas não inundadas | 4,27 | 7,41 |
| Floresta Ombrófila Densa Montana | 25,29 | 43,96 |
| Silvicultura de Pinus spp. | 0,06 | 0,11 |
| Pastagem não cultivada em áreas de drenagem lenta | 0,88 | 1,53 |
| Floresta Ombrófila Mista e/ou Floresta Nebular | 12,77 | 22,17 |

Fonte: Adaptado Plano de Manejo (2004).

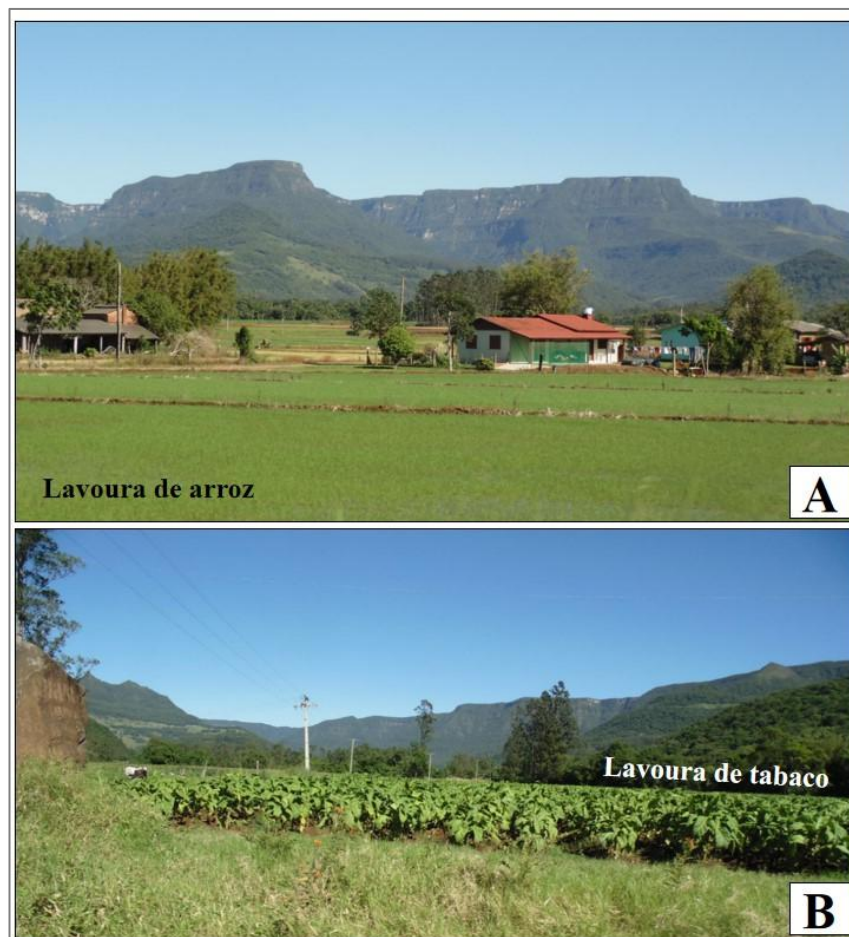
Org.: Autora

As áreas de cultivo da bacia hidrográfica são consideravelmente pequenas, somando 4,31 km². As áreas de cultivo agrícola inundadas são referentes ao cultivo de arroz, conforme destaca o Plano de Manejo (MMA/ICMBIO, 2004). Elas estão localizadas próximas aos cursos dos rios, no setor mais plano da bacia, ou próximas à foz do Rio Mampituba. Diante disso, no decorrer dos trabalhos de campo, foram observadas essas áreas cultivadas, conforme destacado no Plano de Manejo.

⁸ Cálculo realizado com base na área de bacia hidrográfica do Rio do Boi, por meio dos shapefile disponibilizado do plano de manejo dos Parques Nacionais de Aparados da Serra e Serra Geral.

As áreas de cultivo agrícola não inundadas são referentes principalmente às culturas do fumo e feijão. O Plano de Manejo ressalta o cultivo de banana, cana de açúcar e aveia, em pequenas proporções, principalmente no vale do rio do Boi, área próxima à entrada do cânion Itaimbezinho. Cabe ressaltar que esses cultivos antrópicos causam prejuízos para a flora e fauna. O uso de agrotóxicos organoclorados, bem como herbicidas e fertilizantes, pode contaminar os corpos d'água permanentes e temporários (MMA/ICMBIO, 2004), causando danos ambientais. Na Figura 11 observam-se os cultivos supracitados na área de estudo, em que na primeira imagem representa a cultura do arroz e, na segunda, a cultura do tabaco.

Figura 11: Áreas de cultivos de arroz (A) e tabaco (B) na Bacia hidrográfica do Rio do Boi.



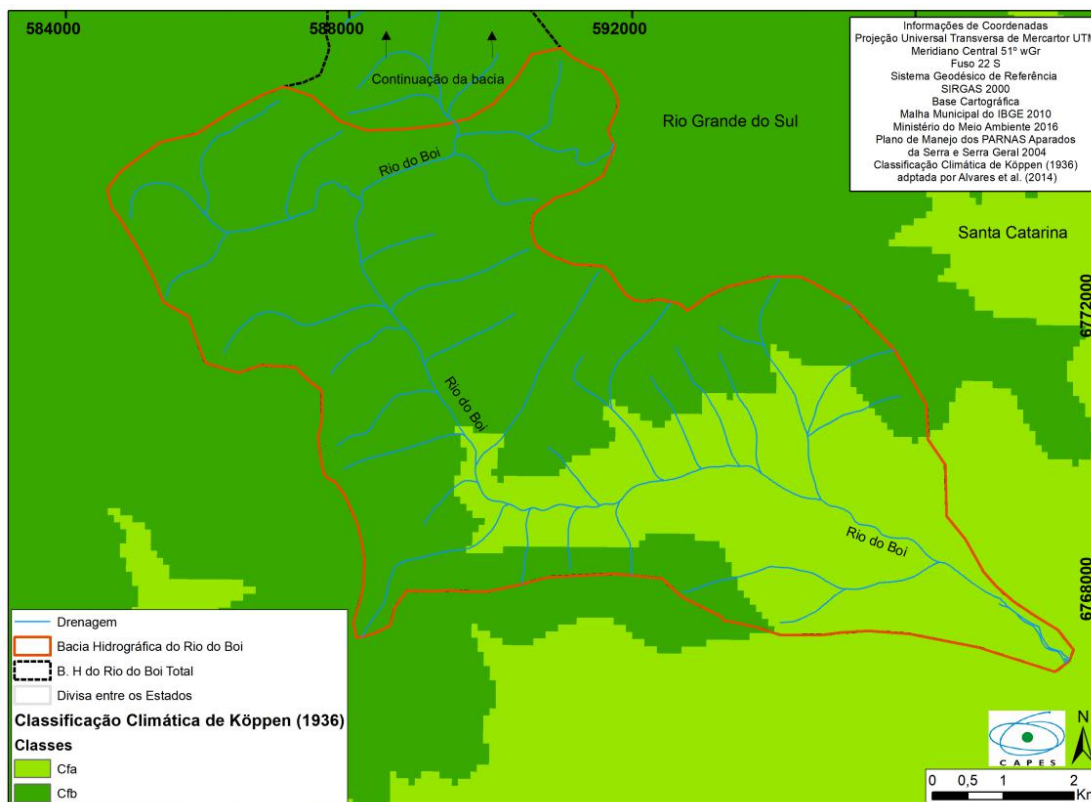
Fonte: Trabalho de campo (2017).
Elaboração: Autora.

A silvicultura também se faz presente, porém em menores áreas. Essa cultura ocupa uma extensão de 0,064 km², correspondendo a 0,11% da área de estudo. Assim, esse cultivo é o

segundo menor uso da terra em área da bacia hidrográfica. A silvicultura se localiza em pequenas áreas no setor norte, onde decorrem as maiores altitudes. O cultivo do *Pinus spp* é destinado à indústria moveleira, e também para a produção de celulose (MMA/ICMBIO, 2004).

A área de estudo por estar localizada na região subtropical, embora pertença a dois estados, possui as mesmas características climáticas. A classificação de Köppen foi feita por Alvares et al. (2013) e Beck et al. (2018). Segundo essas classificações, a área de estudo está na zona de transição entre os climas subtropical Cfa e Cfb (Figura 12). O primeiro tipo climático está presente nas áreas de menor altitude, nos vales. Entretanto, o segundo tem atuação na área de maior altitude, sendo áreas do topo do planalto. Assim, para a caracterização climática da área de estudo, utilizou-se referências bibliográficas, tanto do estado do Rio Grande do Sul quanto de Santa Catarina. Além disso, levou-se em consideração o Atlas Climático da Região Sul, produzido pela EMBRAPA (2012), pois é um dos poucos trabalhos que aborda toda a área de estudo.

Figura 12: Classificação Climática de Köppen para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Elaboração: Autora.

Segundo Rossato (2011), a classificação climática para a região de estudo é a do Subtropical úmido, com inverno frio e verão fresco. A referida autora ainda destaca que a região climática Subtropical úmido tem as menores influências dos sistemas polares em comparação com as demais regiões do Rio Grande do Sul. Porém, essa área recebe maiores atuações dos sistemas marítimos e, ainda, influência do relevo.

Em relação aos atributos climáticos, a radiação solar para a área de estudo tem o mês de junho como o mês de menor radiação solar global com 9,5 a 10,0 MJ.m⁻².dia⁻¹. O período de maior radiação solar é nos meses de novembro e dezembro, com 20,5 a 21,0 MJ.m⁻².dia⁻¹. Com relação aos períodos sazonais, o inverno é o de menor radiação solar, variando entre 10,0 a 10,5 MJ.m⁻².dia⁻¹. Por outro lado, o verão é o período de maior radiação solar, seguido da primavera, no verão a radiação varia de 19,5 a 20,0 MJ.m⁻².dia⁻¹ e na primavera de 17,5 a 18,0 MJ.m⁻².dia⁻¹ (WREGGE et al., 2011).

A temperatura média do ar varia entre 14,0 °C a 17,0 °C (ROSSATO, 2011). Conforme o Atlas Climatológico da Região Sul, a área de estudo tem médias anuais de temperatura do ar variando de 14,1 °C a 17,0 °C, corroborando com o apresentado por Rossato (2011). As menores temperaturas são registradas no topo do planalto, onde ocorrem as maiores altitudes. As maiores temperaturas do ar são registradas na escarpa da Serra em cotas altimétricas menores. Essas variações são observadas com mais clareza a partir do mês de junho até os meses de dezembro (WREGGE et al., 2011).

Com relação aos meses do ano, segundo Rossato (2011), no mês mais frio a temperatura do ar oscila entre 8,0°C e 14,0°C e no mês mais quente entre 17,0 °C a 23,0 °C. Entretanto, segundo o Atlas Climatológico (2012), no mês mais frio a temperatura varia de 10,1 °C a 11,0 °C nas maiores altitudes e 13,1 °C a 14,0 °C nas áreas com menor altitude. No mês mais quente, a temperatura média do ar varia de 19,1 °C a 20,0 °C (WREGGE et al., 2011).

A variação da umidade relativa do ar anual para área de estudo varia entre 84% a 86%. Os meses com menor umidade relativa são setembro e agosto, sendo que em setembro a umidade varia entre 76% a 78% e em agosto a umidade relativa varia de 78% a 80%. Os meses de maior umidade relativa do ar são de fevereiro até julho, uma vez que a umidade varia entre 82% a 86%. No período sazonal do inverno e da primavera, os menores valores de umidade variam entre 80% e 82%. O outono é o período com a maior umidade relativa, chegando até aos 86%. No verão a umidade relativa varia de 82% a 84% (WREGGE et al., 2011).

Os nevoeiros atuam no Rio Grande do Sul principalmente nos meses de outono e inverno. Nesses períodos as condições isobáricas e térmicas são favoráveis para a formação de

nevoeiro. Na Serra⁹, devido às condições topográficas, eles são mais frequentes, ocorrendo em torno de 120 dias com nevoeiros (ARAÚJO, 1930). No entanto, Tubelis e Nascimento (1984) colocam que na região serrana no Estado do Rio Grande do Sul, ocorrem de 40 a 100 dias com nevoeiros.

Conforme relatado no plano de manejo, na vertente Leste da região dos Aparados da Serra ocorre a formação de nevoeiros (Figura 13), o qual ocorre principalmente no período noturno. No verão, os nevoeiros ocorrem com menor frequência. De maneira geral, eles ocorrem ao amanhecer do dia posterior ao evento de chuva e se formam principalmente nas baixadas e nos cânions. Durante a primavera, as melhores condições para a formação de nevoeiro são entre a segunda quinzena de novembro e primeira de dezembro. Nesse período, eles ocorrem de forma isolada, principalmente ao amanhecer (MMA/IBAMA, 2004).

Figura 13: Período de formação de nevoeiros em 24 horas.

| Estação | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|-----------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Verão | | | | | | • | • | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Outono | • | • | • | • | • | • | • | • | • | | | | | | | | • | • | • | • | • | • | • | • |
| Inverno | • | • | • | • | • | • | • | | | | | | | | | | | | • | • | • | • | • | • |
| primavera | | | | | • | • | • | • | | | | | | | | | | | | | | | | |

Fonte: (MMA/IBAMA, 2004).

No período sazonal do outono, a ocorrência dos nevoeiros é maior, sendo praticamente diária. Nesse período, os nevoeiros são mais persistentes, principalmente em caso de bloqueios atmosféricos, e ocorrem principalmente sobre as baixadas e os cânions. Além disso, os nevoeiros geralmente se formam ao entardecer e persistem até a manhã do dia seguinte. No inverno, eles são mais constantes em situação pré-frontal e ocorrem comumente entre a madrugada e início da manhã. A condição atmosférica para a ocorrência dos nevoeiros no inverno se dá quando uma frente fria se encontra em deslocamento sobre o Uruguai e o Rio Grande do Sul (MMA/IBAMA, 2004).

⁹ A Serra denominada por Araujo (1930) corresponde a escarpa entre a Planalto Sedimentar da Bacia do Paraná e Planície da Lagoa dos Patos e Mirim, caracterizada por pequenos cânions curtos e profundos (ROSS, 2011, 2014; AB'SÁBER, 2012).

Outra condição é quando ocorre a persistência de ventos de sudeste e leste, sem situação pós-frontal. Nessa condição, a umidade aumenta na Vertente Leste, adentrando nos cânions e formando nevoeiros densos, que ocorrem principalmente nos meses de junho e agosto, após a passagem de uma frente fria, sendo mais comum durante a noite, porém pode ocorrer a qualquer hora do dia (MMA/IBAMA, 2004).

Conforme o Atlas Eólico do Rio Grande do Sul, os ventos de leste (L) e nordeste (NE) têm maior frequência para a área de estudo. Os ventos que registram as maiores velocidades são os ventos de oeste (O) e noroeste (NO), com velocidades entre 1,0 e 1,5 m/s (RIO GRANDE DO SUL, 2002). No Atlas Climatológico da Região Sul, os ventos predominantes para a área de estudo registram velocidades de 2,75 a 3,0 m/s, ou seja, maiores do que mencionado no Atlas Eólico. O período sazonal da primavera tem a velocidade dos ventos variando de 3,0 a 3,25 m/s. Dessa forma, nos meses de setembro a dezembro a velocidade média é de 3,0 à 3,25 m/s. No outono e no inverno têm a mesma velocidade média dos ventos, variando de 2,5 a 2,75 m/s. Ainda segundo o Atlas Eólico, nas áreas mais elevadas da região, da Serra até o Nordeste, os ventos tendem a ser mais fracos nos meses de verão e no início das noites, entre 20h00min e 24h00min (RIO GRANDE DO SUL, 2002).

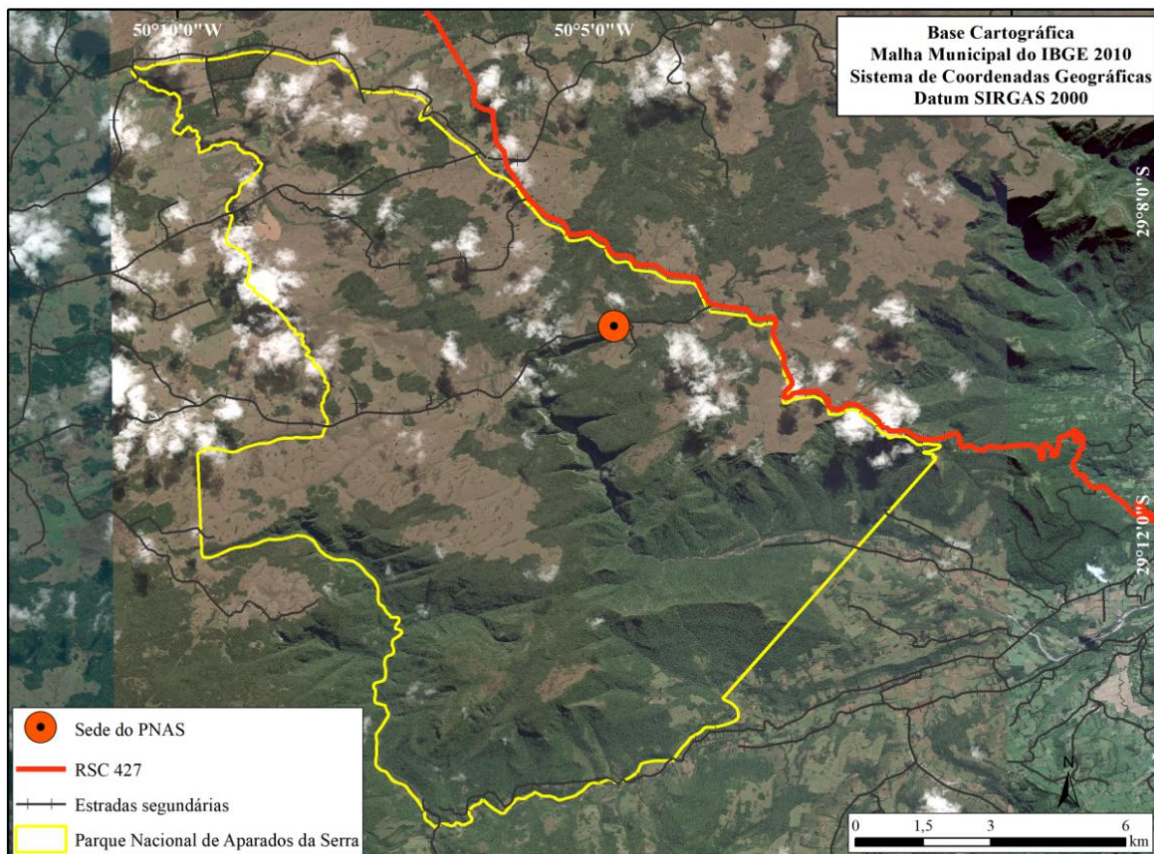
Essa região do RS, tem chuvas abundantes que oscilam entre 1700-2000 mm, no entanto, a porção da bacia hidrográfica que está inserida no Estado de Santa Catarina a precipitação é menor e varia entre 1400 a 1600 mm. Essa diferença se dá em decorrência da altitude (ROSSATO, 2011). Monteiro (2001) ressalta que na região próxima à encosta da Serra Geral ocorre um aumento na precipitação pluviométrica devido a Serra que provoca a elevação do ar úmido, ocorrendo o efeito orográfico. Nery (2005) salienta que o Estado de Santa Catarina, por sua localização geográfica, é um dos estados brasileiros que apresenta melhor distribuição de precipitação pluviométrica durante o ano.

Embora haja toda essa diferença altimétrica na área de estudo, em linhas gerais, a precipitação pluviométrica espacialmente é homogênea na região, variando de 1600 a 1700 mm (WREGGE et al., 2011), bem parecido com o que é apontado por Rossato (2011). Na variação mensal, maio e junho são os meses menos chuvosos, variando de 110 a 120 mm. Os meses mais chuvosos são janeiro e fevereiro: em janeiro, a precipitação pluvial varia entre 170 a 180 mm e em fevereiro varia de 180 a 190 mm. O período mais chuvoso é o verão, com precipitação sazonal variando de 480 a 500 mm. O período de inverno é o menos chuvoso, com chuvas totais de 360 a 380 mm. Na primavera a precipitação pluviométrica é maior que no outono, pois ela varia de 460-480 mm, já o outono varia de 340-360mm (WREGGE et al., 2011).

3.3 PARQUE NACIONAL DE APARADOS DA SERRA

O PNAS localiza-se entre as coordenadas geográficas 29°15" S e 50°001" W e 29°25" S e 50°15" W. O PNAS foi criado no ano de 1959 pelo Decreto Estadual nº 47.446, alterado em 17/03/1972 pelo Decreto Federal nº 70.296. O parque possui uma área de 10.250 ha, sendo o seu limite ao Norte com a estrada que liga Cambará do Sul a Praia Grande (RS-427), e a Oeste o rio Camisas. Na Figura 14 observa-se o limite do Parque Nacional de Aparados da Serra.

Figura 14: Localização do Parque Nacional de Aparados da Serra, com relação à área de estudo.



Elaboração: Autora.

O PNAS foi criado com o intuito de proteger as belezas naturais da região. O nome faz uma referência a toda a região em que se insere, o qual se chama de “Aparados da Serra”, o qual faz menção às escarpas íngremes nas bordas da Serra Geral. A área inicial do Parque era

de 13.000 ha, declaradas no Decreto Estadual nº 8.406, de dezembro de 1957. Porém, após dois anos desse decreto, o PNAS foi oficialmente criado pelo Decreto Federal nº 47.446, de 17/12/1959, compreendendo apenas terras no Rio Grande do Sul. Nesse primeiro decreto federal, ainda não estava inserido o cânion Itaimbezinho na área do PNAS (MMA/IBAMA, 2003).

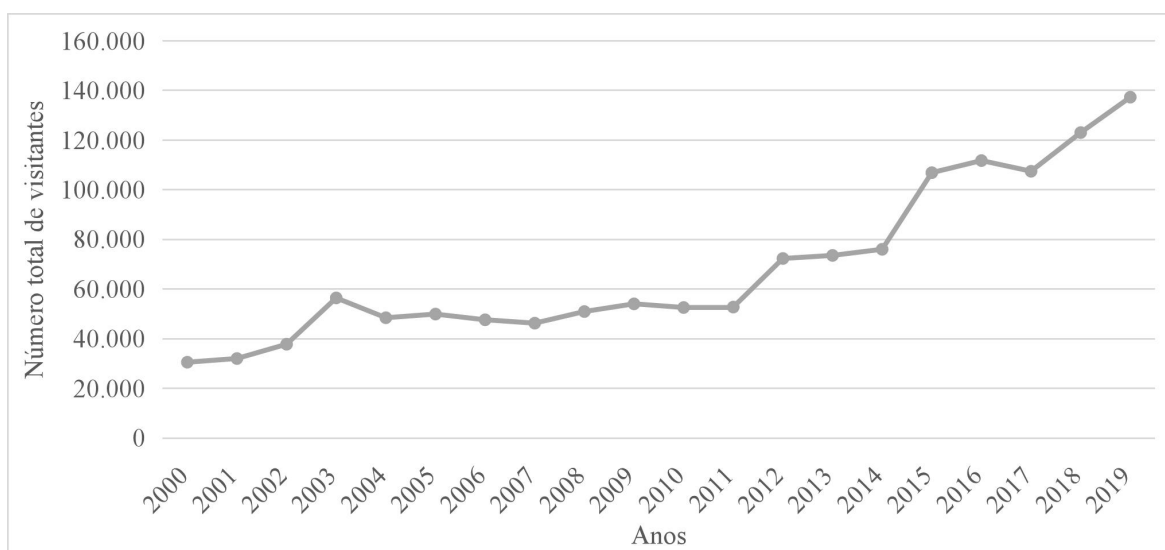
A partir do ano de 1972, por meio do Decreto Federal nº 70.296 de 17 de março de 1972, os limites do PNAS foram alterados. Essa alteração abrangeu áreas de Santa Catarina, situadas no município de Praia Grande. Essa mudança acarretou na incorporação de parcelas importantes de Floresta Ombrófila Densa da Encosta da Serra Geral, o que veio a contribuir para a maior heterogeneidade ambiental do PNAS (MMA/IBAMA, 2003).

Tanto o PNAS quanto o Parque Nacional da Serra Geral protegem uma área natural contínua e preservam ecossistemas dentro do bioma Mata Atlântica, como a Floresta Ombrófila Mista, Floresta Ombrófila Densa Montana e Submontana, Floresta Nebular, Campos Secos, Campos Turfosos, Campos Rupestres e Vegetação Rupícola (MMA/IBAMA, op.cit.). A vegetação do estado do RS que está protegida em Unidades de Conservação corresponde apenas em 2% (653.977,63 hectares) da área total do estado do Rio Grande do Sul. O estado tem no total 41 UCs, entre federais (9), estaduais (18), municipais (7) e reservas particulares (7). A área de floresta corresponde a 40% (cerca de 259.030,57 hectares) da área total de áreas protegidas do estado.

Os parques Nacional de Aparados da Serra e Serra Geral são grandes atrativos turísticos para a região, conforme dados do ICMBio os visitantes vêm aumentando consideravelmente nos últimos 10 anos . No ano de 2019 o parque bateu a marca de 137.294 mil visitantes. Os meses de janeiro e julho são os meses em que o PNAS recebe mais visitantes, com 145.078 pessoas em janeiro e 168.491 em julho, meses de férias, que combinam com as férias escolares. (ICMBio, 2021). Os visitantes do PNAS são na sua maioria de outros estados, cerca de 98%. Isso mostra a importância do parque no contexto do turismo nacional.

O ICMBio (2019) considera que o aumento no número de visitas aos parques é em decorrência da abrangente divulgação em mídias das unidades de conservação. Além disso, a divulgação das áreas protegidas, como um espaço natural de lazer e recreação, reforça esse aumento. Com o aumento do turismo, o ICMBio espera que os visitantes busquem proteger e respeitar cada vez mais os locais de natureza e assim, defendê-las perante a necessidade de conservação e preservação (Figura 15).

Figura 15: Número de visitantes no Parque Nacional de Aparados da Serra entre os anos de 2000 até 2019.



Fonte: Adaptado de ICMBIO (2021).

O PNAS estava num crescente aumento de visitantes anual. No entanto, no contexto atual em que estamos vivendo, esse aumento dos visitantes está sendo afetado e poderá afetar o turismo dos próximos anos. No ano de 2020 muitos parques tiveram que fechar em função da pandemia mundial, e como consequência o turismo anual diminuiu. Em relação ao PNAS, ele esteve fechado até junho de 2020, quando a Portaria n° 696, de 08 de junho de 2020, estabeleceu a reabertura do parque (ICMBio, 2020), mas com medidas sanitárias e protocolos de segurança, o que reduz a entrada de turistas diárias.

Os estudos climáticos dentro de uma unidade de conservação são importantes para auxiliar o manejo e a conservação do seu ecossistema. Conforme a finalidade deste estudo, não se pode generalizar as características climáticas de nível regional como as características climáticas locais, evidenciando que o uso e ocupação da terra tem interferência no microclima.

Uma alternativa para os estudos climáticos em Unidade de Conservação (UC's), visando a redução de custo e ao mesmo tempo viabilizando as pesquisas, é o uso de equipamentos artesanais e de baixo custo nos estudos. Como por exemplo, o pluviômetro artesanal (MILANESI; GALVANI, 2012) utilizado para a medição de precipitação pluviométrica total e mini abrigos meteorológicos (ARMANI; GALVANI, 2006) com um *datalogger* acoplado utilizado para a medição de temperatura e umidade relativa do ar. Assim, esses equipamentos têm o custo reduzido e, ou quase nenhuma, manutenção, o que vem a favorecer o seu uso em

unidades de conservação para o estudo dos atributos climáticos na escala topo e microclimática.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica desta pesquisa partiu das bases conceituais referentes à Climatologia Geográfica. Assim, apresenta-se o aporte teórico das escalas climáticas, visando a compreensão da escala de análise. Dessa forma, foram consideradas as informações estáticas e dinâmicas (WOLLMANN; GALVANI, 2012) da área de estudo. Para esta pesquisa foram considerados fatores estáticos geográficos como posição latitudinal e relevo (NIMER, 1989). Os fatores dinâmicos como sendo os sistemas atmosféricos, as massas de ar e correntes perturbadas. (NIMER, *op. cit.*; WOLLMANN; GALVANI, *op. cit.*).

Para finalizar, realizou-se um levantamento dos tipos de nevoeiros e suas variabilidades, buscando entender em que condições atmosféricas eles ocorrem. Os registros de precipitação oculta estão ligados a esse fenômeno, bem como as condições de relevo que propiciam a sua ocorrência.

4.1 ESCALAS DO CLIMA

Os estudos dos fenômenos relacionados ao comportamento da atmosfera são orientados no sentido da compreensão de sua extensão (espaço) e de sua duração (tempo). Diante disso, as escalas climatológicas são utilizadas para a compreensão dos estudos climáticos e fazem parte da metodologia da pesquisa. Assim, cada nível escalar compreende uma abordagem específica, buscando a compreensão, a coerência entre a extensão e a duração dos fenômenos climatológicos (RIBEIRO, 1993). Os estudos relacionados à variabilidade da atmosfera estão na compreensão de sua extensão, ou seja, no espaço e na duração. Ainda, Ribeiro (*op. cit.*, p.188) destaca que

“A cada nível escalar deve corresponder uma abordagem específica, no sentido da coerência entre extensão e duração do fenômeno climático com as técnicas analíticas, desde a obtenção dos dados, passando pelo seu tratamento estatístico – matemático, até a sua apresentação gráfica e cartográfica” (RIBEIRO, *op. cit.*, p.288).

Jardim (2017) ressalta que, na Climatologia, não basta apenas mensurar os elementos climáticos, mas também estabelecer as relações dos atributos do clima entre si e com o ambiente e, ainda, em diferentes níveis de organização e hierarquia. Porém, Jardim (*op. cit.*) também destaca que é preciso ter cuidado ao analisar a influência da superfície terrestre como controlador dos atributos climáticos. Assim, o referido autor descreve que:

“Embora o dado de clima colhido em superfície represente uma integral de todo tipo de relações, não é possível confundir a influência de objetos da dimensão da cordilheira dos Andes com aquela exercida pelo segmento voltado para noroeste da Serra do Curral nas cercanias de Belo Horizonte. Objetos de dimensões distintas influenciam o clima de forma também distinta. Enquanto a primeira praticamente separa a circulação do ar ao nível dos centros de ação ciclônicas e anticiclônicas na porção sul dos oceanos Pacífico e Atlântico, a segunda exerce influência topoclimática drenando ar frio do alto da serra para o bairro Mangabeiras em Belo Horizonte” (JARDIM, 2017, p. 1677)

As escalas climáticas são estabelecidas em cinco ordens de grandeza têmporo-espacial, sendo elas: clima Zonal, clima Regional, clima Local ou mesoclima, Topoclima e o Microclima (Ribeiro, 1993). Para esta pesquisa, o nível a ser abordado é a escala Topoclimática, porém, para entendê-la é preciso compreender a configuração das escalas climáticas superiores e inferiores. Para Jardim (2017), sem a compreensão da escala em análise climatológica não se torna possível distinguir a dimensão dos fatores climáticos e seu impacto em determinados eventos.

Clima Zonal é a primeira escala climática e se refere à circulação geral da atmosfera. A extensão dos fenômenos dessa escala abrange toda a atmosfera e possuem uma extensão horizontal entre 1000 e 5000 km. Os registros climáticos, para a compreensão dos climas, são obtidos por um período de 30 anos e que se referem a normal climatológica. Essa escala abrange os parâmetros observados que se referem à circulação geral da atmosfera, como a pressão e ventos, à energia, como radiação e temperatura do ar. (RIBEIRO, op. cit.).

Os fenômenos são compreendidos, na escala temporal, pela circulação geral da atmosfera e fenômenos correlatos. Assim, eles podem durar de uma semana ou até seis meses. Os exemplos de fenômenos na escala zonal são a Zona de Convergência dos Alísios e a Oscilação Sul, associada ao El Niño, conforme Ribeiro (op. cit.). Nesse sentido, a latitude é considerada como um fator na organização na escala Zonal (MONTEIRO, 1975).

Esses fenômenos são representados por meio de cartas de campos de pressão à superfície, cartas de ventos em diferentes cortes isobáricos e cartogramas representativos dos parâmetros hídricos e energéticos (RIBEIRO, op. cit.).

A escala climática Regional, segundo nível escalar, abrange uma extensão horizontal 150 e 2500 km e extensão vertical corresponde aos fenômenos que ocorrem abaixo da Tropopausa. A compreensão desse nível escalar está relacionada a modificação da circulação geral atmosférica provocada por fatores de superfície. Esses fatores correspondem às áreas oceânicas e continentais, as altitudes relativas, rugosidade, continentalidade/maritimidade e correntes marítimas (RIBEIRO, 1993).

Para Ribeiro (op. cit.), nos climas regionais, a variação temporal aplica-se aos elementos do clima cuja variação é anual, sazonal e mensal. Esses elementos representam os mecanismos de atuação dos sistemas atmosféricos. Além disso, é possível relacionar os impactos do clima regional sobre as paisagens naturais e também sobre a economia regional. Assim, é possível ter uma análise mais geográfica (RIBEIRO, op. cit.).

Algumas estratégias para a abordagem do clima regional são apontadas por Monteiro (2003). Dessa forma, as observações dos elementos podem ser realizadas por cartas sinóticas, visando a organização são os sistemas meteorológicos, e uma rede de transectos pode ser utilizado como a técnica de análise. O quadro 1 apresenta as escalas do clima propostas por Monteiro (2003).

Quadro 1: Escalas de abordagem da pesquisa em climatologia.

| Ordens de grandeza (Cailleux & Tricart) | Unidades de superfície | Escalas Cartográficas de tratamento | Espaços climáticos | Espaços urbanos | Estratégias de abordagem | | |
|---|------------------------|-------------------------------------|-----------------------|---|---|---|----------------------------------|
| | | | | | Meios de observação | Fatores de organização | Técnicas de análise |
| II | (Milhões de Km) | 1: 45.000.000 1: 10.000.000 | Zonal | - | Satélites Nefanálises | Latitude / Centros de ação atmosférica | Caracterização geral comparativa |
| II | (Milhões de Km) | 1: 5.000.000 1: 2.000.000 | Regional | - | Cartas sinóticas Sondagens aerológicas | Sistemas meteorológicos (circulação secundária) | Redes Transectos |
| IV | (Centenas de Km) | 1: 1.000.000 1: 500.000 | Sub-regional (fácies) | Megalópol e Grande área metropolitana | Rede meteorológica de superfície | Fatores geográficos | Mapeamento Sistemático |
| V | (Dezenas de Km) | 1:250.000 1:100.000 | Local | Área metropolitana Metrópole | Posto meteorológico / rede complementar | Integração geológica Ação antrópica | Análise Espacial |
| VI | (centenas de metros) | 1:50.000 1:25.000 | Mesoclimática | Cidade grande, bairro ou subúrbio de metrópole | Registros móveis / Episódios | Urbanismo | Especiais |
| - | (Dezenas de metros) | 1:10.000 1:5.000 | Topoclima | Pequena cidade/ fácies de bairro/subúrbio de cidade | (Detalhe) | Arquitetura | |
| - | metros | 1:2.000 | Microclimática | Grande edificação/ habitação/ setor de habitação | Bateria de instrumentos Especiais | Habitação | |

Fonte: Adaptado de Monteiro (2003).

Serafini Júnior et al. (op. cit.) e Monteiro (op. cit.) colocam a Sub-Regional entre as escalas Regional e Local ou Mesoclima. A escala Sub-regional é uma escala de menor análise espacial. Na escala Sub-regional, os espaços urbanos e as grandes metrópoles são os focos de

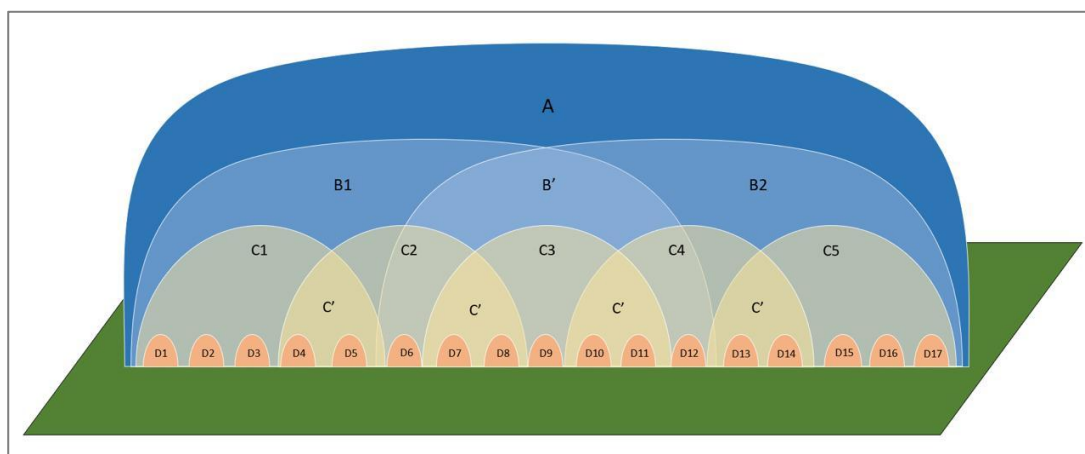
análise (MONTEIRO, 2003). Assim, as cidades têm um papel muito importante na abordagem dos atributos climáticos.

Para Monteiro (op. cit.), a escala sub-regional abrange uma superfície de 100 km a 500 km. As observações ocorrem através de redes meteorológicas de superfícies. E esses dados são utilizados para a análise e mapeamento sistemático. O espaço geográfico é o fator de influência dessa escala.

Uma adequação das escalas climatológicas foi realizada por Serafini Júnior et al. (2010). Os autores adaptaram as escalas climáticas para uma Unidade de Conservação, o Parque Estadual de Intervales no estado de São Paulo. Assim, os referidos autores evidenciaram que as análises da escala regional não se fazem suficientes para um cenário mais detalhado dos atributos existentes em uma área de estudo em que esteja enquadrada numa escala local.

Dessa forma, Serafini Júnior et al. (op. cit.) buscaram estudar além da escala regional (A), a local (C), a escala sub-regional (B), a topoclimática (D) e a microclimática (E). Os autores objetivaram o maior detalhamento das características climáticas. Na escala sub-Regional, o limite estudado foi o próprio Parque e seu entorno. Na figura 16 observa-se o esquema das escalas climáticas apresentado por Serafini Júnior (2021).

Figura 16: Esquema das escalas climáticas propostas por Serafini Júnior (2021), onde apresenta escala global (A), escala climática regional (B1 e B2), clima de transição (B'), escala climática local (C1 a C5), clima de transição (C') e escala microclimática (D1 a D17).



Org.: Sérgio Serafini Jr.
Fonte: LinkedIn (2021)

Ribeiro (1993) considera a abordagem da escala local a mesma que da escala Mesoclima. No entanto, Monteiro (2003) classifica as duas como diferentes escalas. Para Ribeiro (op.cit), a escala local corresponde a modificação que a circulação regional apresenta pela diferença de

superfície terrestre. Assim, a altimetria e o relevo são alguns dos parâmetros que podem provocar essa modificação. O clima local abrange uma extensão entre 1200 e 2000 metros de altura. Além disso, os climas locais podem ser causados pela ação antrópica. Os fenômenos atmosféricos perduram de 12 horas até uma semana.

Monteiro (2003) entende o mesoclima como uma fração do clima local, ou seja, o clima de de uma cidade grande, um bairro ou subúrbio de uma metrópole pode ser considerado o mesoclima. Ainda segundo o autor, o clima urbano está ligado à escala mesoclimática ou local. No entanto, a cidade precisa possuir tamanho suficiente para se diferenciar do espaço não urbano circundante e atividade poluente significativa.

A derivação do clima local devido à rugosidade do terreno, a diferente energização da terra no período diurno para as diversas faces de exposição solar corresponde a escala de topoclima. A escala de topoclima tem extensão horizontal restrita à forma do relevo ou ao tamanho da vertente. Assim, pode variar entre 0,5 e 5 km e ainda interferir na estrutura vertical da atmosfera de 50 até 100 metros de altura (RIBEIRO, 1993).

A escala topoclimática corresponde à relação existente entre os atributos climatológicos e as características topográficas. Essa relação é estabelecida com o registro de dados de equipamentos instalados em trabalhos de campo. Esses dados devem ser registrados em estações não convencionais, fixas ou móveis. Além disso, através da elaboração de transectos e perfis geoecológicos. As estações meteorológicas devem ser automáticas com registros horários e observações episódicas. As observações devem-se valorizar a variação do tempo diurno e noturno, se relacionando com balanço de energia, à transferência de umidade por meio do sistema solo-planta-atmosfera e de massas de ar (RIBEIRO, 1993).

Diversos trabalhos envolvem a análise topoclimática dos atributos climáticos. Como Galvani e Lima (2006) que estudaram o perfil topoclimático do Pico das Agulhas Negras, (RJ), a fim de evidenciar a ocorrência de inversão térmica. Em ambiente urbano, Silva et al. (2011) analisaram o topoclima da Estação Ecológica da Universidade Federal de Minas Gerais. Hoppe, Baratto e Wollmann (2012) propuseram analisar a variação termo-hidrogrométrica no perfil topoclimático do Cerro Comprido no Município de Faxinal do Soturno, RS.

Outros estudos são destacados por Wollmann (2013), que averiguou a variabilidade dos atributos climáticos no Parque Estadual de Itapuã (RS). O topoclima do Parque Nacional da Serra do Cipó, em MG, foi estudado por Machado et al. (2014). Neste estudo, os autores identificaram o comportamento térmico e hídrico. Também podemos destacar Santos, Moraes e Galvani (2015), que analisaram a variação da temperatura do ar média, máxima e mínima,

no perfil topoclimático da trilha Caminhos do Mar, SP, localizado no Parque Estadual da Serra no Mar. Além dos citados, também Silva, Wollmann e Hoppe (2017) avaliaram a variabilidade termo-hidrogrométrica do perfil topoclimático do Cerro do Botucaraí, Candelária, RS.

Em âmbito internacional, várias pesquisas são realizadas visando o entendimento e a variabilidade topoclimática da temperatura do ar e da umidade do ar como no estudo de Kattel et al. (2012) na variabilidade da temperatura do ar na encosta sul do Himalaia central. Na América do Sul, podemos destacar o estudo de Córdoba et al. (2016) para a Cordilheira dos Andes. Na Ásia, os estudos sobre a variabilidade da temperatura do ar se concentram na China, na montanha Qinling, (WANG et al., 2017) e na montanha Luya (XUE et al., 2019). Também destacamos a pesquisa na encosta Sul do Himalaia central (Nepal), que foi foco de estudo de Kattel et al. (2019). Além da temperatura do ar, outros estudos tiveram como objetivo de estudo a variabilidade da umidade do ar como no monte Kilimanjaro (Tanzânia) estudado por Duane et al. (2008) e a montanha Tiansham na Ásia Central pesquisada por Gheyhet, Mohammat e Tang (2020).

Diante do exposto, observam-se inúmeras formas de analisar a influência do topoclima na variação espacial dos atributos climáticos. Todas utilizam técnicas estáticas básicas para identificar as influências, principalmente da altitude, como na temperatura do ar e umidade do ar, por exemplo. Além disso, muitas pesquisas utilizam o recorte espacial de uma unidade de conversação para o desenvolvimento das pesquisas, atendendo a sua função mediante aos estudos e pesquisas científicas (BRASIL, 2002).

Por fim, o Microclima com é definido como sendo a magnitude das trocas energéticas e gasosas das diferentes coberturas que envolvem a superfície terrestre. Dessa forma, a microrugosidade, a textura da superfície, a cor, a vegetação e as edificações correspondem alguns dos elementos que comprovem a diferenciação dessas trocas que vão modificar o comportamento do ar circundante gerando o microclima (RIBEIRO, 1993).

Ribeiro (1993) menciona que os limites do microclima vão depender da natureza da superfície que lhe dá origem. Diante disso, os registros necessários devem ser obtidos através dos aparelhos de alta sensibilidade e precisão, sendo que as variações no tempo medido devem ser em minutos, ou mesmo em segundos.

Para Serafini Júnior et al. (2012), embora as características regionais sejam importantes e válidas para o entendimento da dinâmica atmosférica de uma determinada região, não é suficiente para compor um cenário mais detalhado dos atributos existentes numa área de estudo que se esteja enquadrada na escala do clima local. A presente pesquisa visa analisar os

atributos climáticos através da abordagem topoclimática. Nesse viés, busca-se o entendimento desses atributos conforme a variação altimétrica, sendo que o relevo é um dos elementos geográficos capazes de provocar alterações nesse nível escalar. Desse modo, os atributos como temperatura do ar, umidade relativa do ar, vento, radiação, precipitação pluviométrica e ocorrência de nevoeiros, são facilmente influenciados pela altitude e pela configuração do relevo.

4.2 VARIABILIDADE DOS ATRIBUTOS CLIMÁTICOS

A variabilidade dos atributos climáticos está ligada à análise estática do clima. Diante disso, ao analisar a distribuição desses atributos na superfície terrestre, é necessário o subsídio de métodos estatísticos (WOLLMANN; GALVANI, 2012). Na escala topoclimática, os atributos climáticos têm a altitude como um importante influenciador na variabilidade. Para Fritzons, Wrege e Montovani (2015) a altitude condiciona na insolação, amplitude térmica diária e até mesmo na ocorrência de ventos fortes.

Para Serafini et al. (2010) a escala topoclimática explica a relação entre os atributos climáticos e as características topográficas. Os aspectos apontados por Spahic (2018), que influenciam na escala topoclimática, são as características do relevo, como vales, campos e orientação da vertente. Assim, para Spahic (op. cit.) as diferenças climáticas, que se distinguem sobre uma determinada superfície territorial, dependem dos fatores climáticos que são diversos em cada local.

À vista disso, entende-se que os atributos climáticos na escala topoclimática são influenciados pela altitude e pelas formas de relevo. Dessa forma, ao entender como se comporta a variação da temperatura do ar, umidade relativa e absoluta do ar, radiação solar, vento e precipitação pluvial de um determinado local, torna-se possível compreender a gênese do clima. Logo, auxilia na compreensão das unidades climáticas da área estudada.

4.2.1 Radiação Solar

A radiação solar, como sendo o principal elemento atmosférico, afeta os demais atributos como temperatura, pressão, vento, umidade, entre outros. Assim, a radiação solar é uma fonte primária de energia e, ainda, é fundamental para os demais processos de variação dos atributos climáticos que ocorrem na superfície terrestre (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002).

A quantidade de energia recebida no topo da atmosfera de um dado local depende da emissão solar, da distância entre o Sol e a Terra (afélio e periélio), e, ainda, da altura do Sol e da duração do dia (BARRY; CHORLEY, 2013). Essa quantidade de energia solar, que um dado local da superfície terrestre recebe, em um certo período, é chamada de radiação global. A radiação solar global é a soma da energia que chega à superfície, ou seja, é a radiação direta mais difusa (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A radiação direta provém diretamente do disco solar, não sendo influenciada por outros fatores, e isso ocorre quando o Sol é total ou parcialmente visível. A radiação difusa é resultante da ação de espalhamento da atmosfera que atinge um dado local (VAREJÃO-SILVA, 2006). Lima (2009) ressalta que a radiação solar de onda curta que chega à superfície, seja de forma direta ou indireta, compõe o que se denomina radiação solar global. Barry e Chorley (2013) ainda sustentam que radiação de onda curta é transmitida sem a absorção, e grande parte da radiação de onda longa é absorvida pelos GEE'S (vapor d'água, dióxido de carbono, metano, óxido nitroso e ozônio da atmosfera).

A variação mensal da radiação solar global foi estudada na região de Catalunha, na Espanha, por Baldasano e Mitja (1995). Os autores confeccionaram mapas para compor o Atlas de radiação solar da Catalunha. Os resultados encontrados por eles foram de uma amplitude máxima de 10,5 MJ.m⁻² para a porção interna da área de estudo, sendo que esses valores são mínimos no inverno e máximos no verão. Em janeiro, período de inverno, os valores mínimos de radiação solar estão associados aos nevoeiros persistentes. Da mesma maneira, os mínimos anuais são associados ao solstício de inverno. Os autores concluem que a variação espacial dos dados não é tão expressiva, sendo menor que a variabilidade temporal.

Santos et al. (2018), ao analisarem a radiação solar incidente em uma floresta sazonalmente alagável no Pantanal Mato-Grossense, verificaram que durante o período da estação chuvosa (verão) a radiação solar global incidente é reduzida, e o contrário ocorre na estação seca (inverno), ou seja, nesse período há um aumento da radiação solar. Os autores concluem que as nuvens da estação chuvosa reduzem a quantidade de radiação que atinge a superfície terrestre.

Os estudos sobre a radiação solar são utilizados de diferentes formas dentro da climatologia, por exemplo, para um viés voltado para sustentabilidade, como o trabalho de Marques et al. (2011), em que avaliaram a radiação solar no estado do Amapá, com o intuito de estimar a energia solar a partir dos dados da radiação solar global, para a instalação de painéis solares na região. Também em uma análise prática, para fins econômicos, como no trabalho de Campos et al. (2013), que quantificaram a radiação solar disponível em três

posições diferentes no cultivo da videira (*Vitis Vinifera L.*) em São Joaquim-SC, com a finalidade de evidenciar a relação entre a radiação solar e seu crescimento.

Um outro dado proveniente da entrada de energia na atmosfera é o saldo de radiação ou balanço de radiação. Varejão-Silva (2006), destaca que o saldo de radiação é a diferença entre os ganhos (fluxos descendentes) e as perdas (fluxos ascendentes) radiativas. Os ganhos estão representados pela radiação global (Q) e pela radiação infravermelha emitida da atmosfera (RA) para a superfície. No entanto, as perdas são a radiação refletida (QR) e a emitida (QS) pela própria superfície terrestre.

Para Tubelis e Nascimento (1984), nas latitudes maiores que 10°, o máximo de radiação solar ocorre no solstício de verão e o mínimo ocorre no solstício de inverno. Por conseguinte, com o aumento da latitude também ocorre a maior amplitude da variação anual da radiação solar. Entretanto, o total médio diário diminui com o aumento da latitude. Varejão-Silva (op. cit) concorda com os autores e destaca que nas latitudes afastadas do equador, os maiores valores de radiação solar acontecem no verão e os menores no inverno.

A radiação solar global de um local depende de alguns fatores, sendo eles: inclinação dos raios solares, comprimento de onda, da transmissividade da atmosfera e da cobertura do céu (TUBELIS; NASCIMENTO, op. cit). A cobertura de nuvens espessas e contínuas também pode influenciar como uma barreira na penetração de radiação. A queda na temperatura superficial que pode ocorrer em dias nublados é decorrente de quando uma nuvem corta temporariamente a radiação solar direta. A radiação refletida pelas nuvens depende da quantidade de cobertura e da sua espessura (BARRY; CHORLEY, 2013).

No que tange as rugosidades da superfície terrestre para a variação da radiação solar global, Tubelis e Nascimento (op. cit.) apontam que as superfícies inclinadas e com diferentes orientações recebem diferentes quantidades de radiação solar global em comparação às superfícies horizontais, estando no mesmo local e na mesma época do ano (TUBELIS; NASCIMENTO, op. cit.). Quanto à elevação topográfica, Fritzsons, Wrege e Mantovani (2015) sustentam que em latitudes médias a intensidade de radiação solar direta incidente aumenta em média 5-15% para cada 1000 m de aumento na elevação na troposfera inferior.

Para Tubelis e Nascimento (op. cit.), no Rio Grande do Sul (RS) os maiores valores de radiação solar global ocorrem entre novembro e fevereiro, enquanto os menores valores ocorrem nos meses de junho e julho. Os referidos autores ainda salientam que em relação às demais regiões do Brasil, o RS tem os valores de radiação solar global mais extremos. Buriol et al. (1991), ao analisarem a radiação solar para a região de Santa Maria, no Rio Grande do Sul, destacam que a altitude influencia no índice de radiação solar. Os autores ainda colocam

que os dias com chuva e com nevoeiros afetam a quantidade de radiação solar, sendo que em Santa Maria, a quantidade de chuva é maior que nas outras cidades analisadas e assim tem a menor radiação solar.

A interação da radiação solar global com os atributos do meio físico foi investigada por Oliveira e Ferreira (2013) para a bacia hidrográfica do Rio Paraíba (MG/RJ). As autoras concluíram que as áreas mais elevadas, as vertentes voltadas para noroeste e as que tiveram os maiores declives apresentaram os maiores valores de radiação solar, em oposição às áreas mais baixas os menores valores. Nessa mesma linha, Luciano e Valeriano (2016) analisaram e estimaram a radiação solar em três condições diferentes de latitude, condições de relevo e atmosfera. Os resultados encontrados pelos autores mostram que a radiação solar é influenciada pelo relevo, quando analisado isoladamente, e quanto maior for a declividade do relevo, maior será o efeito na variação da radiação solar.

Galvani, Lima e Cunha-Lignon (2017) aprofundaram-se na análise dos atributos climáticos em unidades de conservação no litoral sul do estado de São Paulo em ambiente de manguezal. Além da temperatura do ar, também analisaram a radiação solar e a precipitação em duas unidades distintas: uma de conservação de Uso Sustentável e outra de Proteção Integral. Com a análise desses atributos, os autores mostraram que a cobertura vegetal da unidade de conservação de proteção integral tem importância na manutenção e estabilidade do microclima na área. Diante disso, há maior estabilidade térmica com relação à temperatura do ar (média, máxima e mínima) e na distribuição de energia (radiação solar) no interior no bosque.

A radiação solar tem importância desde os processos ecológicos, como na fotossíntese, até no desenvolvimento de furacões e tempestades (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Além disso, tem importância para os processos físicos que geram o clima e, conseqüentemente, influenciam na produção agrícola (MORAIS; TRENTIN, 2014). Santos, Querino e Araújo (2018) também ressaltam que a radiação solar é responsável pelos principais processos naturais que ocorrem na superfície terrestre e ainda abrangem desde os processos bioquímicos até os processos físicos como os meteorológicos.

A radiação solar ao atingir a superfície terrestre incide de forma distintas em cada superfície, isso também se reflete em cada hemisfério e também a orientação da vertente. Para Armani (2004) as diferentes orientações das vertentes modificam os valores de irradiância. Spahić (2018) ao se referir sobre o hemisfério norte resalta que as encostas voltadas para o norte são mais frias e úmidas, em relação às voltadas para o sul. Além disso, as vertentes voltadas para o norte têm o regime térmico diário mais uniforme, ao mesmo tempo que as

voltadas para o sul são mais áridas e apresentam flutuações diárias e anuais mais significativas.

O autor supracitado ainda coloca que também ocorrem diferenças na incidência de radiação entre as vertentes orientais (leste) e ocidentais (oeste). As vertentes orientais são mais frias do que os ocidentais, isso ocorre em função do calor da manhã ser usado para vaporizar a umidade dessas encostas. Entretanto, nas encostas ocidentais durante a tarde, quando são mais intensamente aquecidas, e o calor absorvido é gasto apenas em radiação.

Para o hemisfério sul, Armani (2004) menciona que as vertentes voltadas para o norte ou nordeste têm o maior aquecimento daquelas voltadas para o sul ou sudoeste. Além disso, FRITZSONS, WREGGE e MANTOVANI (2015) reconhecem que a incidência de radiação solar também reflete a orientação das vertentes. Assim, as voltadas para o norte recebem a maior insolação em relação às voltadas para o sul. No entanto, os autores ainda colocam que para o Rio Grande do Sul, essa variação também depende das diferentes épocas dos anos.

4. 2. 2 Temperatura do ar e inversão térmica

A temperatura do ar é um dos atributos climáticos mais estudados dentro da climatologia. Isso ocorre por ser um dos atributos de fácil medição e muitas vezes mais acessível como equipamentos caseiros e de baixo custo. A temperatura do ar tem variações tanto espacial quanto temporal, sendo condicionada ao balanço de energia da superfície terrestre (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Em relação à análise anual, a temperatura do ar é afetada pela distância entre a Terra-Sol que proporciona variações sazonais na radiação solar que é emitida na Terra (BARRY; CHORLEY, 2013).

A variação diária da temperatura do ar oscila conforme o ciclo do balanço radiativo, porém com um atraso de tempo (VIDE, 1999). De acordo com Vianello e Alves (1991) durante a noite ocorre o resfriamento do solo, isso faz com que ocorra o processo inverso, ou seja, a atmosfera mais aquecida passa a transferir calor para o solo. Durante o dia, Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) destacam que a defasagem da temperatura do ar máxima ocorre em duas a três horas, com relação ao horário de maior radiação solar que ocorre às 12 horas, em dias sem nuvens. Porém, isso pode ser alterado por diversos fatores, como a entrada de uma frente fria, ocorrência de chuvas, nebulosidade intensa e até mesmo ventos fortes e contínuos (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, *op. cit.*).

A amplitude térmica é a diferença entre a temperatura máxima e mínima de um lugar por um período, que pode ser horária, diária, mensal ou anual. Os extremos de um ano ou de um

período mais longo são chamados de amplitude absoluta (VIDE, op. cit.). No que tange a amplitude térmica anual, Vianello e Alves (op. cit.) ressaltam que áreas desérticas e continentais têm amplitudes térmicas maiores e extremos térmicos mais expressivos do que áreas marítimas e vegetadas, onde as temperaturas oscilam menos. De acordo com Vide (op. cit.), os valores das amplitudes térmicas mensais e anuais dependem dos seguintes fatores: continentalidade e maritimidade, nebulosidade, latitude, altitude, tipo de massas de ar (oceânica ou continental), tipo de encosta, seja florestal ou sem vegetação, sombreado ou ensolarado e época do ano (VIDE, op. cit.).

Na escala topoclimática os fatores que influenciam a variação da temperatura do ar são altitude (GALVANI; LIMA, 2006; PAIVA; SILVEIRA; BALDO, 2011; BARRY; CHORLEY, 2013; FRITZSONS; WREGE; MANTOVANI, 2015), exposição e a configuração do terreno (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Dessa forma, a temperatura do ar tem a altitude como principal controle na sua variação vertical.

Como a atmosfera começa a ser aquecida a partir da superfície terrestre (aquecimento basal) (GALVANI; LIMA, op. cit.; GALVANI et al., 2008), à medida que a altitude aumenta, nos limites da troposfera, a temperatura do ar diminui. Além disso, a temperatura sofre a influencia da pressão atmosfera, quando diminui a pressão a temperatura também diminui (VIDE, op. cit.; PAIVA; SILVEIRA; BALDO, op. cit.). Nesse sentido, apesar do papel fundamental da altitude na variação da temperatura do ar, outros fatores contribuem para essa variação, tais como a exposição e a características do terreno (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, op. cit.). Assim, para Galvani e Lima (2006) e Galvani et al. (2008) as particularidades do uso da terra, tais como cobertura vegetal e cor, declividade e orientação das vertentes, podem influenciar na variação vertical da temperatura do ar. Pepin et al. (2015) também pontuam que em regiões montanhosas a temperatura do ar sofre extrema variabilidade local devido aos fatores como topografia, declividade e orientação da vertente.

Barry e Chorley (2013) afirmam que a redução vertical geral da temperatura, também é variável e depende das mudanças de estação do ano e localização. Assim, Fritzsons, Wrege e Mantovani (2015) enfatizam que para as regiões tropicais e subtropicais essa variação é especialmente importante, pois em algumas centenas de metros pode provocar mudanças sensíveis no clima, no solo, na vegetação natural e, conseqüentemente, na adaptação das espécies animais e vegetais e na aptidão para vários sistemas de uso da terra.

Nesse contexto, Rolland (2002) reconhece que as estações do ano podem mudar o gradiente térmico da atmosfera assim, no seu estudo, durante o inverno ocorreu a diminuição do gradiente térmico, principalmente no período noturno, em decorrência das inversões

térmicas. Além disso, Mashall et al. (2007) apontam que o gradiente térmico se diferencia em cada local e ainda é influenciado pelo balanço de energia, cobertura superficial, altitude e latitude.

A redução vertical geral da temperatura, ou seja, o gradiente de temperatura, na troposfera é de aproximadamente $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Entretanto, esse valor é variável dependendo das mudanças em altitude, estação do ano e, também pela localização (BARRY; CHORLEY, 2013). Recentemente, para o Rio Grande do Sul, Fritzsons, Wrege e Mantovani (2015) encontraram um valor médio para o verão de $0,76^{\circ}\text{C}/100\text{m}^{-1}$. Para o estado de Santa Catarina Fritzsons, Mantovani e Wrege (2016) encontraram o gradiente térmico médio para o conjunto de estações analisadas de $-1,0^{\circ}\text{C}/213\text{m}$, o que equivale a uma redução de aproximadamente $0,48^{\circ}\text{C}$ a cada 100 metros de altitude.

No entanto, o gradiente térmico é calculado a partir de dados climáticos de estações meteorológicas oficiais para extensas áreas (FRITZSONS; WREGE; MANTOVANI, 2015; FRITZSONS; MANTOVANI; WREGE, 2016; KATTEL et al., 2013; KATTEL et al., 2015; KATTEL; YAO; PANDAY, 2018, KATTEL et al., 2019) ou para dados locais na escala topoclimática, geralmente em áreas montanhosas (GALVANI; LIMA, 2006; AMBROŽOVÁ; LÁSKA, 2017; KATTEL; YAO; PANDAY, 2017; XUE et al., 2019). Assim, esses estudos que visam uma análise local de regiões montanhosas buscam a melhor modelagem climática. Gheyret, Mohammat e Tang (2020) também afirmam que a taxa de resfriamento é usada para extrapolar a temperatura do ar a partir de medições pontuais para locais de diferentes elevações onde não ocorreram medições.

Os estudos sobre o gradiente térmico da atmosfera, em áreas extensas são acompanhados de longos períodos de observação, geralmente mais de 10 anos. Nesse contexto, Kattel et al. (2012) estudaram o gradiente térmico na encosta sul do Himalaia central, com um período de 20 anos (1985-2004) de dados de 56 estações, entre as altitudes de 72 até 3900 metros. Os autores encontraram o gradiente térmico anual para a temperatura média, máxima e mínima, sendo de $0,52^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, $0,49^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ e $0,54^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, respectivamente. Assim, concluíram que durante o inverno e verão o céu limpo e pouca precipitação favorecem as inversões térmicas em baixa altitude o que reduz o gradiente térmico. A principal conclusão deste trabalho foi que as condições atmosféricas influenciam na variação do gradiente térmico, sendo que no inverno e verão os gradientes são menores e nos períodos de pré-moções e pós-moções os gradientes são maiores.

Valores mais baixos do gradiente térmico da atmosfera foram encontrados por Chiu, Lin e Tsai (2014). Os autores investigaram a taxa de resfriamento da temperatura média do ar para a

Ilha subtropical de Taiwan (0 a 4.000 metros de altitude) e encontraram o valor de 0,51 °C/100m. Além disso, eles encontraram a taxa de resfriamento para as diferentes épocas do ano e obtiveram valores de 0,54 °C/100m a 0,56 °C/100m no período de verão e valores de 0,48 °C/100m a 0,46 °C/100m para o inverno. Assim, reforça o apontado por Rolland (2002) que no período de inverno o gradiente é menor em relação ao verão.

Para a região do noroeste do Vietnã, em uma área de 40.000 km² e a uma variação de 8 m a até 3165 m, os valores do gradiente térmico da atmosfera encontrados por Phan, Kappas e Tran (2018) reforçam o que apontaram Wang et al. (2017), sendo que as taxas de resfriamento do ar foram menores no período noturno que no diurno. Os valores calculados por Phan, Kappas e Tran (2018) foram de 0,38 °C/100m até 0,61 °C/100m durante o dia, e durante à noite, a taxa é menor variando de 0,15 °C/100m até 0,58 °C/100m. Portanto, os máximos valores apresentados por Phan, Kappas e Tran (2018) foram mais próximos do gradiente médio global apontado por Viers (1975).

Kattel et al. (2019) analisaram a variação mensal, sazonal e anual da temperatura do ar no Paquistão com dados de 53 estações meteorológicas que variaram de 5 metros de altitude até 2317 metros. Os resultados apresentados pelos autores, mostraram que o gradiente térmico para a temperatura média foi de 0,55 °C/100m, para a máxima de 0,62 °C/100m e a mínima de 0,53 °C/100m. Na análise sazonal, os autores encontraram que os gradientes térmicos têm valores mais elevados nos períodos pré e pós-monsoão e os menores nos períodos de inverno e verão. Assim, os gradientes térmicos são associados aos sistemas sinóticos regionais, o que corrobora com os resultados apresentados por Kattel et al. (2012).

Entretanto, outros autores buscam entender a variabilidade da temperatura do ar e do gradiente térmico em locais remotos com o auxílio de uma rede de abrigos meteorológicos instalados no campo. Estes trabalhos locais geralmente estão associados a períodos mais curtos de amostragem e buscam avaliar os efeitos apenas da altitude na variação da temperatura do ar e do gradiente térmico.

Nesse contexto, o trabalho de Tang e Fang (2006) analisou a variação da temperatura na vertente norte e sul do Monte Taibai na China. Ao longo das duas vertentes os autores utilizaram seis microloggers em cada, distribuídos na encosta sul entre as altitudes de 1500 a 3750 m e na encosta norte entre 1250 a 3750 m. Para o período de análise entre agosto de 2001 a julho de 2002, a taxa de resfriamento foi de 0,34 a 0,04 °C/100m na vertente sul e 0,50 a 0,02 °C/100m na vertente norte, calculada a partir da regressão linear.

Em outros trabalhos realizados em diferentes partes do mundo podem ser observados no Quadro 2. Estes trabalhos foram realizados em áreas montanhosas por um período de coleta

de dados de até três anos. Para regiões de climas frios, o estudo do gradiente térmico e estimativa da taxa de resfriamento da temperatura do ar se torna mais importante, pois é uma medida preventiva para o derretimento da neve e evitar inundações (HOGAN e FERRICK, 1997). A região do Ártico, por exemplo, foi estudada por Ambrožová e Láška (2017). Ainda em regiões de frias, Mashall et al. (2007) estudaram a região da Ilha Ellesmere (Canadá), e encontraram gradiente térmico de 0,43 °C/100m, sendo menor para o período de verão naquela região e maiores no inverno.

Quadro 2: Relação de trabalhos sobre o gradiente térmico realizados pelo mundo.

| Autores | Área de estudo | Variação Altimétrica (m) | Método utilizada para a gradiente | Gradiente térmico médio (°C/100m) | Tempo de coleta dos dados |
|--------------------------|---|---------------------------------|--|--|----------------------------------|
| Mashall et al. (2007) | Prince of Wales (Ilha Ellesmere/Canadá) | 130 a 2010 | Regressão linear simples | 0,43 | 2001 a 2003 |
| Córdova et al. (2016) | Cordilheira dos Andes sul do Equador | 400 a 2600 | Regressão linear | 0,69 | 2014 a 2015 |
| Wang et al. (2017) | Montanha Qinling (China) | 1710 a 2500 | Regressão linear | 0,45 | 2014 a 2015 |
| Ambrožová e Láška (2017) | Petuniabukta (Ártico) | 23 a 360 | Regressão linear | 0,65 | 2013 a 2015 |
| Xue et al. 2019 | montanha Luya (China) | 2040 a 2740 | Regressão linear | 0,67 | 2015 e 2016 |

Org.: Autora.

Recentemente, as montanhas na China, como a Qinling (WANG et al. 2017) e Luya (XUE et al., 2019) foram estudadas buscando entender a variabilidade térmica em altitude e o gradiente térmico local. Wang et al. (2017) pesquisaram a vertente norte da serra ocidental da montanha de Qinling, entre as altitudes de 1710 a 2500 m, localizada na China (34°10' N e 34°27' N de latitude e 106°55' E e 107°07' E de longitude), onde as taxas de resfriamento do ar para as temperaturas médias, máximas e mínimas foram de 0,45 °C/100m, 0,44 °C/100m e 0,40 °C/100m, respectivamente. Assim, o gradiente térmico da atmosfera é menor no período noturno do que em relação ao período diurno. Entretanto, a montanha Luya localizada na região semi-árida da China foi estudada por Xue et al. (2019). O monitoramento dos autores foi realizado por dois anos entre as altitudes de 2040 a 2740 metros. O gradiente térmico

médio foi de 0,67 °C/100m. No entanto, registrou a variação mensal entre 0,57 °C/100m até 0,79 °C/100m.

No Brasil, além dos estudos a nível regional, a variabilidade da temperatura juntamente com o gradiente térmico foi estudada por Galvani et al. (2008) no Parque Nacional de Intervales (SP). Entre as altitudes de 150 a 950 m, o gradiente atmosférico calculado pelos autores foi de 0,51 °C/100m. Lima, Galvani e Falcão (2010) estudaram a variabilidade da temperatura no perfil topoclimático no Parque Nacional do Caparaó (MG/ES) e encontraram um gradiente térmico de 0,40 °C/100m. Mais recentemente, na Serra do Mar, litoral de São Paulo, Santos, Moraes e Galvani (2015) avaliaram a variabilidade altimétrica da temperatura do ar entre as cotas altimétricas de 80 a 732m. Para a temperatura média, o gradiente térmico foi de 0,57 °C/100m. No entanto, para a temperatura mínima e máxima os gradientes encontrados foram maiores, sendo de 0,69 °C/100m e 0,77 °C/100m.

No interior do Rio Grande do Sul, dois locais isolados foram escolhidos como pesquisa para a análise da temperatura do ar, sob a influência da altitude, um deles por Hoppe et al. (2012) e outro por Silva et al. (2017). Ambos os estudos avaliaram além da temperatura, a relação da umidade relativa do ar com a altitude. O primeiro estudo foi realizado em uma diferença altimétrica de 468m, entre as altitudes de 55 até 523 metros. Esse trabalho foi desenvolvido por Hoppe et al. (2012) e visou a variabilidade da temperatura do ar e umidade relativa do ar para o dia 20/04/2012 (primavera) em doze locais diferentes. Os autores certificaram o quanto a altitude obteve maior relevância na variação da temperatura do ar, do que em relação a umidade relativa do ar

Entretanto, estudo de Silva et al. (2017), Cerro do Botucaraí, apesar de apresentar a variação altimétrica semelhante ao trabalho de Hoppe et al. (2012), o período de análise foi maior, sendo de dois meses (abril e maio de 2016), o que contribuiu para que os gradientes térmicos fossem diferentes para o intervalo de tempo analisados, sendo eles de 0,40 °C.100m⁻¹ para abril e 0,60 °C.100m⁻¹ para maio. Diferentemente de Hoppe et al. (2012), o trabalho de Silva et al. (2017), mostrou que a altitude foi o principal fator de influência na variação vertical da temperatura do ar e da umidade relativa do ar.

Relacionadas aos estudos sobre o gradiente térmico da atmosfera estão as ocorrências de inversões térmicas. Dessa forma, o processo de inversão térmica (IT) ocorre quando há o aumento da temperatura com a altitude. Em condições normais, a temperatura do ar tende a diminuir com o efeito da altitude nos limites da troposfera. A inversão térmica é facilmente identificada pelas sondas na atmosfera, pela presença de certas formas nebulosas e pela

ocorrência de nevoeiros. Além disso, com registro da temperatura do ar em pontos de diferentes altitudes (VIDE, 1999).

Galvani e Lima (2006) ressaltam que em condições de estabilidade atmosférica juntamente com a configuração do relevo, em especial fundo de vale, podem ocorrer situações de inversão térmica no perfil vertical da temperatura. Para Lima, Galvani e Falcão (2010), o perfil vertical da temperatura do ar é influenciado pelas particularidades do uso do solo, bem como a cobertura vertical, a cor, a declividade e a orientação das vertentes. Os autores ainda atribuem que a dinâmica atmosférica também influencia no gradiente térmico, um exemplo disso é a inversão térmica em fundo de vales, quando ocorre em condições de estabilidade atmosférica. As variações também podem sofrer influência da nebulosidade e entrada de frentes frias ao longo do dia e outros controles da atmosfera (SANTOS; MORAES; GALVANI, 2015).

Nesse contexto, Rolland (2002) resalta que durante o inverno o acúmulo de ar frio nos vales durante a noite, é responsável pelas inversões térmicas. O que corrobora para a diminuição do gradiente térmico durante a noite. Wang et al. (2017) também reconhecem que, durante o inverno, as inversões térmicas são responsáveis pela diminuição da taxa de resfriamento do ar noturno. No entanto, para Kattel et al. (2013) além da topografia, ter um papel fundamental no reforço do efeito de inversão térmica, especialmente no inverno durante à noite, os nevoeiros podem aumentar a inversão da temperatura nesse período.

Nessa perspectiva, Galvani, Lima e Falcão (2010) ressaltam que em condições normais de variação vertical da temperatura do ar, o relevo (altitude, forma e orientação) influencia, reduzindo a temperatura do ar e, em condições de ocorrência de IT, o relevo e seus atributos potencializam o acúmulo de ar frio nas áreas de menor altitude invertendo o perfil de temperatura do ar. Ainda os autores, analisaram a temperatura do ar horária em um perfil topoclimático no Parque Nacional do Caparaó, MG. O objetivo dos autores foi determinar a frequência e os intervalos de ocorrência de inversões térmicas. Os resultados encontrados mostraram que o perfil topográfico da área de estudo foi um importante controle do clima em relação à ocorrência do processo de IT.

Os estudos sobre o processo de inversão térmica são abordados em trabalhos que visam entender a variabilidade da temperatura do ar em regiões montanhosas, como no estudo de Galvani e Lima (2006), que identificaram a ocorrência de inversão térmica no Pico das Agulhas Negras (RJ). Entre as cotas de 2440 a 2760 metros, os autores encontraram 66% dos dados com ocorrência de inversão térmica e, para essas cotas, foram encontrados os valores

mais altos. Assim, os autores mencionam que a brisa catabática tem influência no processo de inversão térmica do perfil topoclimático.

Wang et al. (2017), que investigaram a vertente norte da serra ocidental de Qinling Mountain, encontraram que as inversões térmicas são mais frequentes no inverno para as médias altitudes. Entretanto, para as baixas e altas altitudes as inversões são equivalentes em todas as estações. Além desses, a pesquisa de Ambrozová e Laska (2017) buscou analisar o perfil vertical da temperatura na zona costeira de Petuniabukta (Ártico). Os autores coletaram dados de temperatura do ar em 4 diferentes altitudes para o período de agosto de 2013 a julho de 2015. Os resultados mostraram que as inversões térmicas ocorrem em até 80% do período de estudo na camada de ar abaixo de 136 m de altitude e totalizaram 139 horas.

Diante disso, Ambrozová e Laska (2017) ainda concluíram que o gradiente térmico da temperatura do ar, no aumento da altitude, pode influenciar na duração da inversão térmica, sendo que conforme o aumento da altitude a duração da IT é menor. Nesse sentido, Fritzens, Wrege e Montovani (2015) enfatizam que durante o período de outono-inverno, em decorrência das inversões térmicas, a temperatura do ar nos vales permanece baixa por um maior tempo.

Além de toda a análise de variabilidade da temperatura do ar, os estudos sobre a variação vertical da temperatura também buscam estimar e interpolar a temperatura do ar para uma dada região. Nesse contexto, para Dodson e Marks (1997) realizaram, em regiões montanhosas, as interpolações da temperatura do ar por alguns tipos de métodos de estimativa. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que os métodos de inverso do quadrado da distância e krigagem não estimaram corretamente a temperatura do ar. Pois a temperatura é fortemente influenciada pela altitude, não sendo utilizada como variantes nestes interpoladores, e interfere no resultado da modelagem.

Dessa forma, muitos autores buscam entender a variação da temperatura do ar, pela regressão linear simples, onde a altitude é considerada como a única variável independente (GALVANI et al., 2012; SANTOS; MORAES; GALVANI, 2015). Quando os autores utilizam a regressão múltipla onde, além da altitude, a latitude ou a longitude influenciam na variação espacial da temperatura (PEZZOPANE et al., 2004; PAIVA; SILVEIRA; BALDO, 2011). No entanto, para estimar a temperatura do ar os dois modelos utilizam, geralmente, dados do modelo digital de elevação (MDE) para adquirir os valores de altitude da sua área de estudo.

Dessa forma, observa-se que o recorte espacial e a extensão da área de estudo influenciam principalmente na escolha do modelo de regressão a ser utilizado para estimar a temperatura

do ar. Assim, Pezzopane et al. (2004) além da altimetria utilizaram a latitude como variável independente para espacializar a temperatura média anual (temperaturas máxima, média e mínima do ar) no estado no Espírito Santos em que os dados de altitude foram obtidos com a utilização do modelo digital de elevação. Da mesma forma, Paiva, Silveira e Baldo (2011) estimaram a temperatura do ar mensal para a região noroeste do estado do Paraná, utilizando a equação de regressão múltipla em função da altitude e latitude. Para determinar a altitude, os autores utilizaram os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*).

Entretanto, Galvani et al. (2012) utilizaram a regressão linear simples para espacializar a temperatura média do ar no Parque Estadual de Intervales (SP). Os autores aplicam a regressão linear simples calculada a partir de dados de temperatura média do ar registrados pelo perfil topoclimático. Para a espacialização os referidos empregam juntamente com a regressão linear simples a altitude extraída da imagem SRTM para estimar a temperatura do ar para cada pixel. Santos, Moraes e Galvani (2015) fazem uso da mesma técnica de Galvani et al. (2012), porém além de espacializar a temperatura média, espacializaram a temperatura mínima e máxima do ar, a partir do perfil topoclimático e da imagem SRTM, para o Parque Estadual da Serra do Mar (SP).

4.2.3 Umidade do ar e temperatura do ponto de orvalho

O teor de umidade na atmosfera pode ser expresso por alguns índices como umidade específica, razão de mistura, umidade relativa e umidade absoluta do ar (BARRY; CHORLEY, 2013). A água contida na atmosfera se torna importante para algumas aplicações, como na avaliação da estabilidade atmosférica e formação de nuvens (BARRERA-VERDEKO et al., 2016). Wood, Marshall e Fargey (2019) também reconhecem que as variáveis da umidade do ar podem ser utilizadas em aplicações meteorológicas, hidrológicas, biológicas e ecológicas. No entanto, os referidos autores exemplificam que as medidas de umidade específica e absoluta permitem calcular a água precipitável de uma coluna de ar e também quantificar o transporte de vapor de água na atmosfera.

Neste contexto, Rangwala (2013) enfatiza que a concentração atmosférica de vapor de água é variável no espaço e no tempo. Em relação a altitude, geralmente a umidade diminui com a altura, porque a concentração de vapor de água é proporcional à temperatura do ar (RANGWALA, 2013). Diante disso, para Barry e Chorley (2013) o transporte de umidade ocorre horizontalmente e verticalmente. Whiteman (2000) também ressalta que a umidade é o conteúdo de vapor de água, e varia ao longo do tempo e no espaço. A concentração de vapor

d'água que o ar pode reter depende da temperatura do ar, assim quanto mais quente o ar pode reter mais vapor de água do que quando o ar, mas é mais frio. Dessa forma, em regiões quentes e equatoriais concentram-se altas umidades.

Segundo Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002), a água contida na atmosfera tem papel relevante para vários processos físicos naturais, sendo eles: o transporte e a distribuição de calor na atmosfera, a evaporação e evapotranspiração e a absorção de ondas de radiação solar e terrestre. Varejão-Silva (2006) aprofunda-se mais e relata que além da atmosfera contribuir para a superfície terrestre, a transpiração vegetal contribui para o enriquecimento do ar em vapor d'água. Essa troca de umidade entre a atmosfera e a superfície terrestre ocorre no estado líquido ou sólido. Assim, a quantidade de umidade na atmosfera é um dos parâmetros utilizados para definir o grau de conforto ambiental, tanto para pessoas quanto para animais.

A água contida na atmosfera também se torna importante para o estudo dos nevoeiros, pois influencia na sua formação e intensidade. Como relatado anteriormente, existem algumas variáveis para quantificar a água existente na atmosfera, mas para esta pesquisa serão utilizados os índices de umidade relativa do ar, umidade absoluta e temperatura do ponto de orvalho. O primeiro índice é muito trabalhado pela literatura, devido sua fácil medição e entendimento, pois expressa, em porcentagem, o real teor de umidade de uma amostra de ar contido no mesmo volume de ar saturado na mesma temperatura (BARRY; CHORLEY, 2013). Por outro lado, a umidade absoluta, que também é chamada de concentração do vapor, ou densidade do vapor na mistura (VAREJÃO-SILVA, 2006) tem uma relação direta com a temperatura do ar e conseqüentemente a altitude, duas variáveis importantes para a análise topoclimática. A terceira variável, temperatura do ponto de orvalho, vem com o intuito de entender a formação dos nevoeiros na área de estudo.

4.2.3.1 Umidade relativa do ar

A umidade relativa do ar é a variável da umidade contida na atmosfera mais estudada, devido a fácil medição e a boa correlação com a temperatura do ar e vegetação (FALCÃO et al., 2010; SILVA et al., 2011; MORAES; SANTOS; GALVANI, 2016; SILVA; JARDIM, 2017; FIALHO et al., 2018). Em ambiente urbano a umidade relativa do ar também é muito estudada, em decorrência da sua importância para os índices de conforto térmico humano (CUADRART; VICENTE-SERRANO; SAZ, 2015).

Para Wood, Marshall e Fargey (2019), a umidade relativa do ar expressa a quantidade de vapor de água em relação ao vapor de saturação a uma temperatura do ar. A umidade relativa

do ar tem a sua variação inversa a sua temperatura, ou seja, aumentando a temperatura, a pressão de saturação aumenta, de modo que a umidade relativa do ar diminui. No entanto, quando a temperatura do ar diminui, a pressão de saturação também diminui, visto que a umidade relativa aumenta (VIDE, 1999).

Nesse contexto, Tubelis e Nascimento (1984) enfatizam que a umidade relativa do ar é menor durante o período diurno e maior durante a noite, em que o seu valor mínimo ocorre quando a temperatura do ar atinge o seu valor máximo. Conseqüentemente, o valor máximo da umidade relativa do ar ocorre quando a temperatura atinge o seu valor mínimo. Vide (1999) é mais preciso e ressalta que os valores máximos da umidade relativa são normalmente atingidos ao nascer do sol, quando, em geral, a temperatura mínima é registrada. Entretanto, os valores mínimos ocorrem após o meio-dia, quando a temperatura do ar atinge níveis maiores. Da mesma forma, a variação sazonal da umidade relativa do ar é máxima no inverno e mínima no verão.

Barry e Chorley (2013) colocam que, de maneira geral, a umidade relativa varia inversamente com temperatura durante o dia, tendendo a ser mais baixa no início da tarde e mais alta à noite. Corroborando com os autores supracitados, Wood, Marshall e Fargey (2019) ressaltam que a umidade relativa do ar tem a tendência oposta à temperatura do ar, dessa forma, diminui durante o dia e aumenta durante a noite. Em condições de campo, Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) destacam que quando a umidade relativa do ar ultrapassar 95%, pode ocorrer a deposição de orvalho na superfície.

A variação da umidade relativa do ar pode ser determinada pela evaporação local, pela temperatura e também pelo transporte atmosférico horizontal de umidade (BARRY; CHORLEY, 2013). Do mesmo modo, Vide (1999) sustenta que o aumento da temperatura, em decorrência da chegada de uma massa de ar quente de origem marítima, pode também ser acompanhada pelo aumento da umidade relativa, comparada com uma massa de um ar frio e muito seca de origem continental pré-existente.

De acordo com os autores supracitados, Varejão-Silva (2006) também destaca que o teor de umidade do ar pode variar no espaço e no tempo. Com isso, a variação temporal da umidade do ar de um local depende da circulação da atmosfera, da localização referente a fontes de vapor d'água, do suprimento de energia solar, entre outros. Diante disso, os autores ressaltam que seus valores também refletem as características de cada ponto.

Nesse contexto, a interferência da circulação atmosférica na variabilidade da umidade relativa do ar é encontrada nos trabalhos de Carvalho et al. (2012). Ao analisarem a variabilidade da umidade relativa do ar na bacia de Barra dos Coqueiros em Caçu, localizada

em Goiás, identificaram que os meses de janeiro a março tiveram os valores de umidade relativa máximas absolutas maiores, variando de 91% a 96%. Os autores justificam os maiores valores da umidade relativa do ar devido ao período de chuvas na região. A umidade relativa mínima absoluta oscilou de 21% a 37% para os meses de junho, julho, agosto e setembro, período de estiagem para a área de estudo. Os autores concluíram que os valores de umidade relativa do ar são influenciados pelo sistema atmosférico regional.

O estudo de Silva e Jardim (2017) buscou estabelecer a relação entre a temperatura do ar e da umidade relativa do ar com a cobertura da terra, altitude, geomorfologia e vegetação em diferentes pontos entre sete municípios de Minas Gerais (Belo Horizonte, Ibirité, Sete Lagoas e Conceição do Mato Dentro) e o Parque Nacional Serra do Cipó. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que apesar da topografia exercer influência na variação dos atributos climáticos estudados, os fenômenos climáticos de mesoescala interferem no clima da região, muitas vezes inibindo os fatores das escalas inferiores. Corroborando com os autores, Fialho et al. (2018) também encontraram os sistemas atmosféricos como controladores da variabilidade da umidade relativa do ar para o percurso entre Ponte Nova à Ubá da Mata Mineira (MG).

Alguns outros estudos buscaram entender a variação da altitude na variabilidade da umidade relativa do ar, entretanto, os resultados encontrados identificaram maior correlação com a cobertura da terra, do que propriamente a altitude. Essa situação foi encontrada por Falcão et al. (2010) que avaliaram o perfil vertical da umidade relativa do ar no Pico da Bandeira, que está localizado no Parque Nacional do Caparaó. Como resultados, os autores ressaltaram que no perfil topoclimático ocorre uma alta relação da variação da umidade com a cobertura vegetal da terra.

Conclusões semelhantes foram encontradas por Moraes, Santos e Galvani (2016). Os autores analisaram a variabilidade umidade relativa do ar média, máxima e mínima no perfil topoclimático da trilha Caminhos do Mar, localizado no Parque Estadual da Serra do Mar (SP). Os resultados obtidos mostraram que a cobertura da terra também influencia na variabilidade da umidade relativa do ar média e máxima. Apesar da forte correlação encontrada entre a altitude e a umidade relativa mínima, para umidade média e máxima essa relação não foi expressiva, mostrando a influência de outros fatores nessa variação. Assim, os referidos concluíram que a altitude não é o único fator de controle da umidade relativa do ar, sendo que a cobertura vegetal e o uso da terra também podem influenciar nessa alteração.

Dessa forma, observa-se a importância da vegetação na variabilidade da umidade relativa do ar. Nesse sentido, Silva e Jardim (2017) reconhecem que a vegetação de pequeno porte

(vegetação rasteira, baixa cobertura arbórea) e a distância de corpos d'água contribuem para os baixos valores de umidade relativa, que por sua vez auxiliam na manutenção das altas temperaturas do ar, dado que a água atua como controlador térmico devido ao seu elevado calor específico, enquanto a vegetação transforma calor sensível em calor latente no processo de evapotranspiração.

A importância da vegetação na variabilidade da umidade relativa do ar, também foi encontrada no trabalho de Lima et al. (2006). A pesquisa consistiu em analisar a variabilidade da umidade relativa do ar para o Pico das Agulhas Negras em Itatiaia (RJ). Os autores coletaram dados da umidade relativa do ar em três ambientes distintos entre as altitudes de 1910 e 2760 metros. Os resultados encontrados mostraram que a vegetação é um importante controlador da variação da umidade relativa do ar, uma vez que sua presença mantém os valores elevados de umidade relativa. Resultados semelhantes foram encontrados Galvani et al. (2009), onde os autores analisaram a variabilidade da umidade relativa do ar no Parque Estadual de Intervales (SP). Os resultados mostraram que a cobertura e uso da terra influenciam na variabilidade da umidade relativa do ar. Assim, a altimetria não tem uma relação direta com umidade relativa. Neste mesmo contexto, Lopes e Jardim (2012) salientam que o relevo juntamente com a vegetação atua na variação da temperatura e umidade relativa do ar.

No entanto, alguns autores identificam essa relação direta da variabilidade da umidade relativa do ar com a altitude, como por exemplo, nos trabalhos de Moraes, Santos e Galvani (2016), Pepin et al. (2017), Duane et al. (2018) e Cheyret, Mohammat e Tang (2020). Geralmente esses trabalhos estão relacionados a elevadas altitudes e abordam além da umidade relativa, a temperatura do ar. Para Pepin et al. (2015), o estudo do clima de montanha é dificultado pela complexidade em obter dados de estações meteorológicas de longo prazo em áreas de altitude. Nesse mesmo contexto, Wood, Marshall e Fargey (2019) colocam que, principalmente em ambiente de altitude, a variação da umidade tem sido pouco estudada.

Chae et al. (2012) ao analisarem a variabilidade da umidade relativa do ar na montanha BaekduDaegan, localizada na região norte da Coreia do Sul, entre as altitudes de 316 a 1062m, também não encontraram diferenças na variação da umidade relativa média do ar e a altitude. No entanto, os resultados dos autores mostraram a relação entre a cobertura da terra e a variação da umidade relativa do ar. Em áreas florestadas a umidade relativa do ar foi mais elevada do que em áreas de solo descoberto.

Pepin et al. (2017) compararam a temperatura do ar e a umidade relativa do ar em duas vertentes do Kilimanjaro (Tanzânia/Quênia), entre as altitudes que variam de 1000 até 5500 metros. Os 22 pontos de coleta foram distribuídos na vertente nordeste e sudoeste, com o período de registros de dados horários durante 3 anos (2012-2015). Os principais resultados apresentados pelos autores, no que tange a umidade relativa do ar, revelaram que ambas as encostas, durante o período vespertino, a umidade relativa do ar aumenta com a altitude. No entanto, a encosta orientada para nordeste é mais quente e menos úmida em relação à encosta sudoeste.

O estudo de Duane et al. (2018) também foi realizado no monte Kilimanjaro (Tanzânia). Os autores analisaram, além da temperatura do ar, a variação da umidade relativa do ar no perfil topoclimático entre as cotas de 1890 a 5800 metros e identificaram que a umidade relativa média apresenta uma diminuição geral com a elevação, mas também um aumento na variabilidade nas áreas mais elevadas.

Com base na bibliografia consultada, observou-se que apesar da umidade relativa do ar ser influenciada pela variação da altitude, em muitos casos outros fatores são atribuídos a sua oscilação. A cobertura vegetal, por exemplo, contribui para a manutenção da umidade relativa do ar em elevadas altitudes. Em função disso, os estudos sobre a variabilidade da umidade relativa do ar, geralmente, estão associados às variáveis de temperatura do ar, a altitude e a cobertura da terra.

4.2.3.2 Umidade absoluta do ar

A variação da umidade absoluta do ar é pouco trabalhada em pesquisas climatológicas. Barry e Chorley (2012) definem a umidade absoluta como sendo a massa total de vapor de água contida em um determinado volume de ar, e geralmente é expresso em g/m^3 . Alguns autores buscam trabalhar com a umidade absoluta em ambientes urbanos, como no caso de Masiero e Souza (2013) na área urbana de São José do Rio Preto (SP). Além desse, o trabalho de Alves et al. (2016) analisaram a variabilidade temporal e espacial da temperatura do ar e umidade absoluta na área urbana de Iporá (GO), e Leal, Biondi e Batista (2017) estudaram a variabilidade higrométrica na área urbana de Curitiba (PR).

Em ambiente urbano, o estudo de Alves et al. (2016) se destaca por analisar além da umidade absoluta do ar a variação da temperatura do ar para a cidade de Iporá (GO). Em relação à variação da umidade absoluta os autores analisaram a variabilidade da umidade absoluta por meio da regressão linear múltipla. Assim, os valores de temperatura e umidade

como variáveis dependentes e os valores dos atributos geourbanos (uso cobertura e configuração do relevo e índice de urbanização) como as variáveis independentes. Os autores supracitados encontraram boa relação entre as variáveis geourbanas com a umidade absoluta.

A variação da umidade absoluta foi estudada por Leal, Brondi e Batista (2017) na cidade de Curitiba. O monitoramento da umidade relativa do ar foi realizado por transectos distribuídos em 4 malhas com 44 pontos. Como resultados, os autores concluíram que, de maneira geral, os valores de umidade absoluta variam conforme as estações do ano, no entanto, em alguns pontos ocorrem as variações diferenciadas, no verão e inverno. Essa variação diferenciada ocorre devido a presença de fontes de calor antropogênico e áreas verdes. Assim, esses fatores mencionados contribuem para a elevação da umidade absoluta, ao passo que a verticalização e impermeabilização da terra estão relacionados ao menor valor de umidade absoluta do ar.

Em elevadas altitudes a variação da umidade absoluta do ar foi estudada por Cheyret, Mohammat e Tang (2020). Os autores analisaram a oscilação da temperatura do ar e da umidade (absoluta e relativa) do ar em função da altitude em duas vertentes (Sul e Norte) da Cordilheira de Tianshan, localizada na Ásia Central, entre as altitudes de 1548 até 2990 metros. Os resultados apresentados pelos autores, em relação a umidade absoluta, mostraram que para a vertente norte a umidade absoluta média diminuiu com o aumento da altitude, no entanto para a vertente sul não foi observado nenhuma variação para os valores de umidade absoluta.

4.2.3.3 Temperatura do ponto de orvalho

De acordo com Barry e Chorley (2013), a temperatura do ponto de orvalho é um outro índice da umidade do ar. Assim, representa a temperatura em que ocorre a saturação do ar, se for resfriado à uma pressão constante sem a adição ou a remoção de vapor. Diante disso, quando a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho forem iguais, a umidade relativa do ar é de 100% (RIEHL, 1965).

Para Vianello e Alves (1991), em condições normais, a temperatura do ponto de orvalho é uma temperatura crítica entre o estado de vapor e a condensação de vapor d'água na atmosfera. Quando a temperatura do ar está acima da temperatura do ponto de orvalho a água se mantém na forma de vapor e abaixo na fase líquida. Segundo Varejão-Silva (2006) quando uma amostra de ar atinge sua temperatura do ponto de orvalho, torna-se saturada. Entretanto, se após atingir essa temperatura do ar e o resfriamento prosseguir, haverá a formação de

depósitos de água nas superfícies (VAREJÃO-SILVA, 2006). A temperatura do ponto de orvalho ocorre quando a umidade relativa do ar aumenta durante a noite, conforme a temperatura e a umidade de saturação diminuem (RIEHL, 1965). Em vista disso, Riehl (1965) sustenta que em regiões áridas, o orvalho é uma fonte importante de água, tanto para seres humanos.

4.2.4 Vento

O vento é um fenômeno de movimento do ar paralelo ao solo e tem origem nas diferentes pressões, as quais buscam o equilíbrio barométrico (VIDE, 1999). Para Varejão-Silva (2006, p.259) “o vento é a componente horizontal do vetor da velocidade do ar”. Dessa forma, o vento é o deslocamento do ar no sentido horizontal (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Sua importância meteorológica e climática é enorme, basta dizer que, além do transporte aéreo, são realizadas trocas de calor e transporte de vapor de água (VIDE, 1999).

A direção e a velocidade são os dois parâmetros do vento em qualquer ponto da superfície terrestre, essas duas grandezas são instantâneas e pontuais. O escoamento do ar depende das condições atmosféricas. O vento próximo ao solo é influenciado pelas características e aquecimento da superfície do solo (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) destacam que a intensidade e a direção dos ventos são determinadas tanto pela variação espacial quanto pela variação temporal do balanço de energia na superfície terrestre, visto que causam variações no campo de pressão atmosférica, gerando os ventos. Diante disso, o movimento dos ventos vai das áreas de maior pressão para áreas de menor pressão. Quanto maior for a diferença entre as pressões, maior será a velocidade de deslocamento. Para Castelhana e Roseghi (2018), conhecer a dinâmica atmosférica regional também se torna fundamental para a caracterização dos ventos, o que vem a permitir identificar as condições climáticas existentes.

Barry e Chorley (2013) salientam que as características do vento mudam com a altitude, em torno dos 500 a 1000 m de altitude o vento aumenta a velocidade, pois conforme o aumento da altitude diminui o atrito do vento com a superfície terrestre (PEREIRA, ANGELOCCI E SENTELHAS, 2002). Porém, isso não ocorre próximo a linha do Equador. Nas latitudes médias e altas, devido aos gradientes de temperatura meridionais que estruturam os gradientes de pressão, promovem o aumento da velocidade do vento com a altitude.

A direção do vento é expressa pela posição do horizonte com relação ao observador, de onde o vento parece provir. O vetor da direção do vento é expresso pelo azimute, ou seja, o

ângulo em que o vetor velocidade do vento forma com o norte geográfico local (VAREJÃO-SILVA, 2006). Para Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002), a direção do vento é definida pelo seu ponto de origem, sendo estabelecida em oito direções: Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NO), Sul (S), Sudeste (SE), Sudoeste (SO), Leste (L) e Oeste (O). Os autores ainda destacam que, para os sensores digitais, a direção do vento é dada em graus, sendo determinados como: N= 0° e 360°, NE= 45°, E= 90°, SE= 135°, S =180°, SW= 225°, W= 270°, NW= 315°. Quando não há registro de vento o valor usado é 0, conforme aponta Varejão-Silva (2006).

Segundo Tubelis e Nascimento (1934, p.161), a direção do vento “é decorrente da posição do local em relação aos centros de pressões atmosféricas, sofrendo a influência de obstáculos naturais junto ao solo”. Diante disso, o relevo é apontado pelos autores como um influenciador da direção dos ventos, podendo definir sua direção predominante, corroborando os autores supracitados.

O efeito do relevo na circulação dos ventos também foi encontrado por Veneziani, Galvani e Ranzini (2013) ao estudarem as características dos ventos no Núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar (PESM), entre 1.040 m a 1.160 m de altitude. A partir dos dados históricos, os resultados apresentados mostraram uma distribuição homogênea dos ventos, porém o vento do quadrante oeste tem uma pequena predominância em relação aos outros quadrantes. Assim, os autores concluíram que ocorre o domínio dos ventos continentais sobre os ventos oceânicos em decorrência do bloqueio da Serra do Mar.

Também em região de elevada altitude (próxima dos 1000 metros), porém no estado do Rio de Janeiro Sobral et al. (2018) estudaram o regime do vento em duas cidades na Serra do Mar. Uma delas localizada na base da Serra, a 24 m de altitude, e outra no topo, a uma altitude de 1758 m. Os autores tinham como propósito avaliar a influência da topografia no regime de vento. Como resultado, os autores destacam que as duas estações meteorológicas analisadas são influenciadas pelos ventos sinóticos e a diferença entre a oscilação dos ventos em cada uma delas é em decorrência da elevada variação altitudinal. Os autores concluíram que a rugosidade do relevo juntamente com o desnível altimétrico afeta a velocidade dos ventos e diversifica a direção dos quadrantes predominantes. Nesse caso, nas áreas planas, observa-se a diminuição da intensidade do vento e nas direções predominantes.

Na mesma linha dos autores supracitados, Terassi et al. (2019) também encontraram influência do relevo na variação da direção do vento, ao comparar a cidade de Curitiba e Paranaguá, ambas no estado do Paraná (PR). Para Curitiba os ventos predominantes foram de nordeste e leste, entretanto em Paranaguá a maior frequência foram dos ventos de sul. Os

autores associaram essa diferença devido a interação do relevo (Serra do Mar) com a circulação da brisa marítima.

A velocidade do vento é outro parâmetro relacionado às características do vento. Em vista disso, essa velocidade próxima à superfície caracteriza-se por intensas oscilações cuja rapidez e amplitude estão relacionadas com o estado de agitação do ar (VAREJÃO-SILVA, 2006). Dessa maneira, a velocidade é afetada pela rugosidade da superfície terrestre, sendo que quanto mais próximo ao solo, maior será o atrito e, conseqüentemente, menor será a velocidade de deslocamento do ar (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Yan et al. (2020) também ressaltam que a velocidade do vento pode ser compreendida como a relação entre as condições físicas locais (temperatura, rugosidade da superfície local, pressão e obstáculos).

A velocidade do vento é maior durante o dia e menor durante a noite. Quando o saldo de radiação é positivo, a velocidade do vento cresce acompanhando os valores do balanço de radiação. Desse modo, a velocidade do vento decresce conforme a radiação decresce. Quando ocorre a inversão do saldo de radiação líquida, a velocidade do vento também diminui. Sendo esse um padrão da ocorrência do vento e de sua velocidade, que ocorre quando, em um determinado lugar, tem a atuação de uma massa de ar estacionária ou com o seu deslocamento lento (TUBELIS; NASCIMENTO, 1984).

Entretanto, quando um determinado local está sob a influência de uma massa que se desloca rapidamente, a variação diária da velocidade de vento é definida pela posição do centro da massa de ar, com relação ao local. Nessa perspectiva, quando o centro da massa de ar se aproxima do dado local, a velocidade do vento diminui, ocorrendo, assim, calmaria quando a massa de ar passa pelo local (TUBELIS; NASCIMENTO, 1984). Nessa linha, Oliveira Júnior et al. (2013) ressaltam que os padrões de ventos apresentam ampla variabilidade, pois são influenciados por várias escalas, sendo a local (microescala), regional (mesoescala) e global (sinótica).

As características dos ventos no município de Seripédica (RJ) foram estudadas por Oliveira Júnior et al. (2013), os quais constataram que os regimes dos ventos para a essa cidade são considerados de calmos a fracos, sendo que os ventos de menor velocidade são predominantes no outono. As maiores velocidades encontradas no estudo são concentradas nas estações primavera, inverno e verão. Diante disso, na variação sazonal, os ventos com direções predominantes são do quadrante N e S, visto que ocorrem devido à circulação das brisas de montanha/vale.

Os ventos locais fazem parte do sistema geral dos ventos e estão associados a centros de alta ou baixa pressão que se deslocam (VIANELLO; ALVES, 1991). Ventos locais ocorrem como resultado de variação diurna - das diferenças térmicas - configurando gradientes de pressão locais (brisa de vale-montanha e brisa marítima-terrestre) ou para o efeito de uma barreira topográfica na travessia do fluxo de ar (BARRY; CHORLEY, 2013).

O relevo provoca suas próprias condições meteorológicas especiais (BARRY; CHORLEY, 2013). Nesse contexto, Whiteman (2000) menciona que todos os tipos de topografia, em todas as escalas, apresentam variações na direção do vento duas vezes por dia. Como regra, os ventos fluem para cima, ou seja, do vale para cima e também da planície para o maciço montanhoso durante o dia.

Os ventos diurnos da montanha são mais fortes quando o céu está claro. Ainda o autor menciona que os ventos diurnos são produzidos por diferenças horizontais de temperaturas que se desenvolvem diariamente em terrenos montanhosos. A diferença horizontal de pressão faz com que ventos próximos à superfície da terra sopram de áreas com temperaturas mais baixas e pressões mais altas em direção a áreas com temperaturas mais altas e pressões mais baixas (WHITEMAN, 2000).

Nos dias quentes e ensolarados, o ar no vale é aquecido e lateralmente contraído, em comparação com o ar de uma área de planície, que por sua vez, tende-se a expandir verticalmente. A diferença de aquecimento entre o vale a planície gera um diferencial de densidade e pressão. Isso faz com que o ar flua da planície para o eixo do vale. O vento de vale exige um gradiente de pressão regional fraco para se formar (BARRY; CHORLEY, 2013).

Durante a noite ocorre o processo inverso, à medida que o ar frio e mais denso das maiores elevações escoam para as depressões e vales. Quando o ar escoam da encosta para um vale, ocorre o vento de montanha. Sendo que, o vento flui em direção à planície, onde substitui o ar mais quente e menos denso. Diante disso, a velocidade máxima desse tipo de vento ocorre logo antes do nascer do sol, momento em que ocorre o resfriamento diário máximo (BARRY; CHORLEY, op. cit.).

As brisas de montanha e de vale, de maneira geral, são influenciadas pelos regimes dos ventos regionais. Assim, os ventos de vale e montanha se manifestam em dias de ventos calmos. Na presença de ventos de vale e montanha podem ocorrer a presença de nuvens sobre a montanha durante o dia e durante a tarde ocorre a dissipação (VIANELLO; ALVES, 1991).

A relação entre a escala sinótica e os ventos locais foi estudada por Bitencourt et al. (2009) no vale do rio da Prata, localizado no Rio Grande do Sul. Os autores estudaram duas

condições atmosféricas e concluíram que o vento sinótico predominante foi o de norte e proporciona um padrão no vento local no interior do vale. Os referidos ainda identificaram que no período da madrugada e manhã ocorreu a superposição das forçantes térmicas com a canalização do vento ocasionando a maior velocidade. No entanto, em condições de temperaturas baixas na madrugada o efeito térmico é mais relevante. Ocorre calmaria no interior do vale, por volta das 12h00min - 13h00min, ocasionada quando o efeito das duas forçantes se anulam.

Rockett et al. (2017) estudaram a dinâmica do vento no litoral norte do RS e identificaram que, em todas as estações, as maiores ocorrências de ventos são provenientes do quadrante N-E. Assim, os autores atribuíram a variação da direção do vento a proximidade do oceano a influência da orografia. Para todas as estações meteorológicas, as maiores velocidades dos ventos ocorrem no período de inverno.

Wahrlich et al. (2018) estudaram os ventos em algumas localidades, tanto no litoral (Florianópolis), quanto em regiões mais continentais (Chapecó) em diferentes aspectos: altitude, topografia e padrões de climatologia. Os autores encontraram que as elevadas velocidades dos ventos estavam associadas às frentes frias e aos ciclones extratropicais. No entanto, os ventos oriundos do Anticiclone Tropical do Atlântico atuam na maior parte do ano para todas as áreas, sendo de norte no litoral e de nordeste para o interior. Os ventos de sul e sudoeste predominam no período de inverno, devido à atuação dos Anticiclones Migratórios Polares.

As características dos ventos também são relevantes para a captura dos nevoeiros pelo coletor. Para Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) e Cereceda (2014), às medidas de ventos (velocidade e direção) são as variáveis meteorológicas que mais possuem interferência na coleta de água dos nevoeiros. A direção do vento é importante, pois se o coletor de nevoeiro estiver perpendicular à direção do vento, há o aumento na eficiência da coleta (ESTRELA et al., 2008; FRUMAU et al., 2010). A velocidade do vento atua no potencial de coleta da água do nevoeiro, assim quanto maior for a velocidade do vento, mais gotas de água passarão pela malha que captura o nevoeiro e será recolhida pela superfície (CERECEDA, 2014). Dessa forma, quando ocorre baixa velocidade do vento, a taxa de coleta da água também diminui (ESTRELA et al., 2008; FRUMAU et al., 2010).

4.2.5 Precipitação pluviométrica

Precipitação pluvial consiste na espessura da camada de água que se forma sobre uma superfície plana, horizontal e impermeável, com 1 m² de área. Como padrão, a medida utilizada para a medição da chuva é o milímetro (mm). Assim, 1 mm corresponde a um litro de água por metro quadrado da superfície terrestre (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Pode-se analisar a precipitação pluviométrica a partir de cinco parâmetros: duração, intensidade, frequência, desvios e índice. A duração consiste no tempo de ocorrência da precipitação e pode ser expressa em minutos ou horas. Intensidade corresponde à razão entre altura, quantidade de chuva, e duração (mm/minuto ou mm/h.). A frequência equivale a incidência da precipitação pluvial num dado local. O desvio corresponde ao grau de anomalia de um episódio pluviométrico, podendo ser positivo (supranormal) ou negativo (infra normal). Por fim, o índice que apresenta a pluviosidade efetivamente ocorrida (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Na análise da precipitação pluviométrica, Vide (1999) destaca que além do valor referente aos períodos diários, mensais, sazonais e anuais é importante analisar outras características, tais como: variabilidade, frequência, probabilidades diárias, irregularidade, quantidade interanual e períodos chuvosos e secos. O autor também reconhece a importância da análise desses parâmetros, tanto temporal quanto espacial.

Em latitudes médias, ocorre o aumento na precipitação média com a altitude ao longo de declives montanhosos (BARRY; CHORLEY, 2013), caracterizando o efeito orográfico. Nesse sentido, a orografia intensifica as precipitações, conforme apontam Cândido e Nunes (2008). Para Pellegatti e Galvani (2010, p. 148) “o efeito orográfico ocorre pela ascensão forçada das massas de ar que, ao se elevarem, passam pelo processo de resfriamento adiabático, ou seja, sem troca de calor com o ambiente ao seu redor”.

Corroborando com os autores supracitados, Reboita et al. (2012) mencionam que nas regiões montanhosas os ventos na atmosfera ao encontrar uma barreira topográfica tendem a ascender e pode ocorrer a formação de nuvens e precipitação. Nessa condição, a presença da topografia favorece a ocorrência de chuva no lado ascendente do ar (barlavento) e no lado em que o ar desce mais seco (sotavento).

De acordo com Pellegatti e Galvani (2010), para que ocorra a intensificação da precipitação ainda são necessários outros controles físicos, como a configuração do relevo e a proximidade com o oceano. Assim, associados esses fatores físicos juntamente com os sistemas atmosféricos ocorre o surgimento da precipitação, caracterizando assim, o efeito

orográfico. Esse efeito orográfico, em decorrência da proximidade com o oceano foi observado por Milanesi (2007), que ao avaliar o efeito orográfico na ilha de São Sebastião (Ilhabela, SP), identificou que na vertente continental da ilha, chove, em média, 20% menos que na vertente oceânica. O autor também calculou o gradiente pluviométrico em função do relevo e identificou um acréscimo de 2,5 mm de precipitação para cada 100 metros de altitude.

Em bacia hidrográfica o efeito orográfico foi observado por Terassi e Galvani (2017) ao estudarem duas bacias hidrográficas no estado do Paraná, as bacias hidrográficas Litorâneas e do Ribeira. Os autores identificaram que o efeito orográfico é mais visível na bacia hidrográfica Litorânea, uma vez que tem maior atuação direta da maritimidade, principalmente no verão. Nesse período o efeito orográfico da Serra do Mar é mais acentuado do que na bacia hidrográfica do Ribeira, visto que esta sofre o efeito de sombra de chuva.

Em áreas elevadas no interior do Brasil também foram observados efeitos orográficos da precipitação. O trabalho de Forgiarini, Vendrusculo e Rizzi (2014) encontrou o efeito orográfico na precipitação pluvial, na região central do RS. Os autores tiveram como base o município de Silveira Martins para a instalação de 10 postos pluviométricos e, como resultado, evidenciaram a influência do relevo nas chuvas. No entanto, essa influência também está condicionada ao avanço das massas de ar polares, uma vez que sua direção principal é de sudoeste para nordeste. Os autores estão de acordo com Sartori (2003) ao ressaltar que o efeito orográfico na distribuição das chuvas ocorre juntamente com a ação do avanço dos sistemas extratropicais, na região central do estado.

Para o Rio Grande do Sul, Sartori (2003) já mencionava que a distribuição temporal e espacial da precipitação pluvial reflete a três condicionantes: a posição subtropical, a direção dos compartimentos do relevo e a direção geral dos deslocamentos das Frentes Polares, que é de Sudeste para Nordeste. Assim, os índices de precipitação aumentam do quadrante Sul para o quadrante Norte, devidos às características geomorfológicas do estado, que têm as maiores altitudes ao Norte e Nordeste e menores altitudes a Leste e Sudeste. Além disso, Sartori (op. cit.) menciona que o efeito orográfico no estado é produzido pela barreira imposta pela Serra Geral. Essa barreira possui uma orientação de Leste para Oeste e intensifica o processo de ascensão das frentes frias. Assim, causando as maiores precipitações do estado na região Nordeste.

Nesse contexto, em razão do estado do Rio Grande do Sul estar na região subtropical tem a influência dos fatores extratropicais como causadores da precipitação pluvial. Para Nery (2005) a Região Sul recebe a atuação complexa dos sistemas atmosféricos na variabilidade da precipitação pluvial. Assim, o referido autor ainda coloca que as massas polares e os sistemas

convectivos associados a dinâmica da maritimidade e continentalidade têm influência na variabilidade das chuvas. Nery e Carfan (2013) acrescentam que para a Região Sul, as frentes frias são os principais sistemas de latitudes médias que influenciam na precipitação pluviométrica durante todo o ano.

A atuação das frentes frias para a precipitação do RS, conforme Reboita et al. (2010), ocorre de duas maneiras. A primeira é atuando diretamente e a segunda de forma secundária, reforçando as condições para o desenvolvimento de linhas de instabilidade (LI) pré-frontais. As linhas de instabilidades, para Britto (2006) têm a maior atuação no verão e limitando-se na região nordeste do RS.

Além das frentes frias, Nery e Carfan (2013) apontam que o fenômeno EL Niño Oscilação Sul (ENOS) e advecção do ar úmido do Atlântico Sul explicam as dinâmicas das chuvas no RS. Cera e Ferraz (2014) também reconhecem que a posição latitudinal do RS favorece a atuação das frentes frias e do fenômeno El Niño.

O sistema ENOS é a combinação entre dois mecanismos que expressa o vínculo entre o oceano e a atmosfera (BERLATO; FONTANA, 2003). A Oscilação Sul é a componente atmosférica do sistema ENOS e El Niño corresponde ao sistema oceânico. Berlato e Fontana (2003, p.20) resumem o fenômeno ENOS como “uma variação irregular em torno das condições normais do oceano e da atmosfera na região do Pacífico tropical”. Em razão dos seus impactos sobre a dinâmica climática, a teleconexão ENOS, relação entre a atmosfera (Oscilação Sul) e o oceano Pacífico (El Niño ou La Niña), é vigorosamente e monitorada por satélites, boias, navios e até mesmo os aviões, com o intuito de ter previsões mais acertadas desses eventos (NERY, 2005).

A variação irregular na pressão atmosférica Pacífico Sul é denominada de Oscilação Sul. E Oscilação Sul envolve a troca de ar entre a célula subtropical de Alta pressão e a região de baixa pressão no Pacífico ocidental e na Indonésia (BARRY; CHORLEY, 2010). No entanto, a componente oceânica, o El Niño ou La Niña, corresponde à oscilação na temperatura da água no Oceano Pacífico Equatorial (BERLATO; FONTANA, 2003; CPECT/INMET, 2020).

Quando ocorre pela dissipação das águas oceânicas quentes que se encontram no Pacífico equatorial ocidental, localizado entre a superfície e a termoclina, ocorre o fenômeno El Niño. Essa dissipação ocorre devido a mudança nos padrões da circulação das correntes oceânicas e pela liberação de calor para a atmosfera (BARRY; CHORLEY, 2010). Quando ocorre o resfriamento das águas na costa oeste da América do Sul, em decorrência da intensificação dos ventos alísios no Pacífico tropical oriental, ocorre o fenômeno La Niña.

De acordo com Grimm, Barros e Doyle (2000) a região sul do Brasil recebe a influência sobre as fortes anomalias na precipitação associadas aos eventos de El Niño e La Niña. Os eventos ENOS, segundo os autores, afetam a frequência de eventos extremos de chuva, além da intensidade desses eventos. Os autores concluíram que o fenômeno ENOS interfere de formas diferentes a América do Sul (AS), com isso eles identificaram oito regiões com atuação similar na ocorrência de EL Niño e seis em La Niña.

Os efeitos do ENOS também ocasionam efeitos nas características de circulação climática já existentes que influenciam a precipitação durante uma determinada estação do ano em regiões específicas. No sul do Brasil, os efeitos dos eventos de El Niño são referentes à atuação dos jatos subtropical que se realçam na primavera com advecção de vorticidade ciclônica. Nos eventos de La Niña ocorre o enfraquecimento do jato subtropical na primavera com advecção de vorticidade anticiclônica (GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000).

O estudo de Nery e Carfan (2013) sobre o fenômeno ENOS no RS, apontaram que o El Niño está associado à chuva acima da média, porém nem todo o fenômeno ENOS tem a mesma intensidade na atuação da precipitação. Para Grimm, Barros e Doyle (2000), a região Sul do Brasil é a com maior sinalização no evento de El Niño. Nesse contexto, Nery (2005) coloca que os eventos El Niño e La Niña não têm influência diretamente na quantidade de chuva, mas intensificam ou diminuem as precipitações, sem alguns eventos mais intensos que outros.

Entretanto, para Britto, Barletta e Mendonça (2008) que analisaram a influência do fenômeno ENSO na variabilidade espacial e temporal da precipitação pluvial no RS para o período de 1967 até 1998, concluíram que o fenômeno ENOS também tem atuação na distribuição das chuvas no Rio Grande do Sul. Além disso, o ENOS tem influência na intensidade dos sistemas atmosféricos de mesoescala. Os referidos autores identificaram que nos anos com atuação do El Niño, os totais anuais médios para o estado foram superiores a 1500 mm anuais, entretanto, em condições de La Niña os totais pluviométricos anuais corresponderam aproximadamente 1500 mm.

Na cidade de Erechim, no interior do Rio Grande do Sul, Chechi e Sanches (2012) pesquisaram a relação entre a precipitação total anual e as fases do fenômeno ENOS, entre os anos de 1961 a 1981. Para a fase negativa (La Niña) os autores não encontraram relação entre ela e as chuvas totais. Entretanto, ao analisarem os anos correspondentes a fase positiva (El Niño), a precipitação total anual registrou associação positiva com o fenômeno ENSO.

Como visto, a precipitação pluviométrica do Rio Grande do Sul, bem como em toda a região Sul é homogênea ao longo do todo, pois o regime pluviométrico é dado principalmente

pelas passagens frontais. Entretanto, pode ocorrer períodos com estiagem ou com elevados valores de precipitação e essa distribuição pode ser irregular (SARTORI, 2003; 2016; NERY, 2005; NERY; CARFAN, 2010; CERA; FERRAZ, 2015). Além disso, em função da compartimentação do relevo do RS, associados à passagem frontal, a distribuição espacial da chuva no estado ocorre de forma diferente (SARTORI, 2003). Assim, na região nordeste ocorrem os maiores índices pluviométricos Monteiro (2001), Nery et al. (2002) e Sartori (2003, 2016).

Além dessa configuração, as pesquisas apontam que a variabilidade da chuva no RS é afetada pelo fenômeno ENOS (FONTANA; BERLATO, 1997; GRIMM, BARROS; DOYLE, 1999; NERY, 2005; SILVA; SILVA, 2015; MARZANAUER et al., 2017). Porém, os eventos de El Niño e La Niña influenciam de forma diferente a variabilidade das chuvas. A La Niña afeta no déficit de precipitação e o El Niño intensifica a chuva no RS (SILVA; SILVA, 2015).

4.3 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA REGIONAL

A circulação atmosférica refere-se a análise dinâmica do clima (WOLLMANN; GALVANI, 2012). Assim, o entendimento das características e das atuações dos centros de ações das massas de ar e das correntes perturbadas fazem parte desta análise. Dessa forma, a compreensão da sucessão da circulação atmosférica local, juntamente com a análise dos atributos climáticos, contribui para o entendimento minucioso do clima em escalas menores. Contudo, conhecer a sucessão habitual da atmosfera auxilia na compreensão de fenômenos locais.

4.3.1 Centro de Altas e Baixas pressões

A latitude onde se localiza a Região Sul, ou seja, na zona extratropical, os ritmos estacionais são bem caracterizados. Desse modo, essa região é atingida pelos principais centros de ação, tanto das latitudes baixas quanto das latitudes médias e altas, conforme Nimer (1989). Nery (2005) ressalta que os principais sistemas das latitudes médias que causam chuvas durante todo o ano, na Região Sul, são os sistemas frontais. Wollmann e Galvani (2012) também mencionam que, no Rio Grande do Sul, os sistemas atmosféricos extratropicais têm a maior participação na gênese do clima.

Sartori (2003) destaca que em 90% dos dias do ano os sistemas Extratropicais, as massas de ar e as frentes polares controlam os tipos de tempo no Rio Grande do Sul, influenciando

também na distribuição mensal e anual das chuvas. Para Nimer (1989), no Rio Grande do Sul, fatores estáticos e dinâmicos influenciam nos processos climáticos que interagem entre si e atuam simultaneamente. Com relação aos fatores estáticos que influenciam o clima, a latitude e o relevo ganham destaque. Para esta pesquisa foi utilizada a referência bibliográfica da circulação atmosférica do Rio Grande do Sul, predominantemente, para caracterizar a área de estudo.

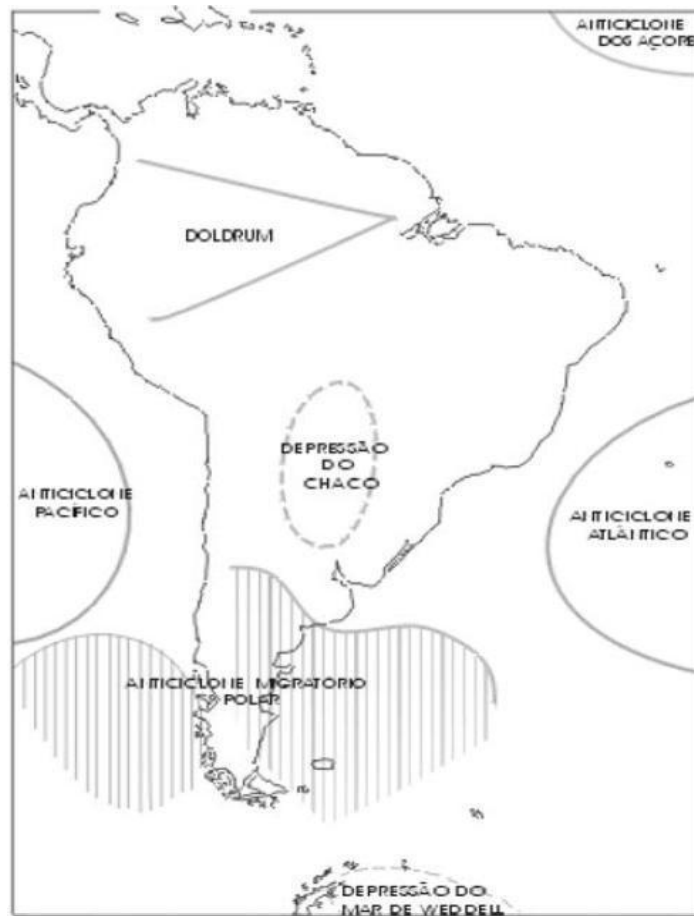
Os centros de altas pressões que atingem o RS são Anticiclone Tropical do Atlântico (ATA) e do Pacífico (ATP) - este de forma indireta - e o Anticiclone Migratório Polar (AMP). Os anticiclones, tanto o Pacífico quanto o Atlântico, são centros de ações permanentes ou semifixos oceânicos, tendo suas origens e associados à faixa de altas pressões subtropicais do Hemisfério Sul. O anticiclone Migratório Polar é gerado na Região Polar e é atraído para o Equador devido ao gradiente térmico. Desses centros de ações positivos (anticiclones) são oriundas as massas de ar. Os centros negativos ou depressionários, que atingem a Região Sul, são a Baixa do Chaco e a Depressão do Mar de Weddell, os quais exercem influência sobre o deslocamento das massas de ar (MONTEIRO, 1963; NIMER, 1989).

Os Anticiclones do Pacífico e do Atlântico são as principais massas de ar tropicais marítimas que atingem o Brasil devido a sua movimentação no sentido anti-horário. Esses anticiclones são centros de divergência atmosférica que possuem variações de pressão nos seus centros. Em janeiro a pressão é de 1021 mb e em julho é de 1024 mb. Esses dois centros de ações também possuem o movimento latitudinal. O Anticiclone do Pacífico varia de 32° S (janeiro) até 26° S (julho). O anticiclone Atlântico varia de 28° S em janeiro e 23° S em julho.

O Anticiclone do Pacífico tende a se afastar do continente em decorrência do seu movimento anti-horário. Além disso, ele atua no Brasil, em especial da Região Sul, pela Cordilheira dos Andes, sendo que esta barra a propagação para o interior do continente (MONTEIRO, 1963).

Por outro lado, o Anticiclone do Atlântico tangencia o continente. No entanto, ora se afasta para mais para o oceano, ora invade parcialmente o continente (MONTEIRO, 1963). A pressão máxima do ATA varia entre 1020- 1023 mb. Desse anticiclone divergem os ventos alísios que atingem o leste do continente sul-americano. No verão, na costa do Brasil, ao norte da latitude de 10°S, atua os ventos alísios com direções de SE e E. Entre as latitudes de 10°S até 40°S os ventos são do quadrante NE a NW latitude S (NIMER, 1979). Na Figura 17, observa-se a dinâmica da circulação atmosférica na América do Sul.

Figura 17: Centros de ações atuantes na América do Sul.



Fonte: MONTEIRO (1963).

O Anticiclone do Atlântico tem características climáticas com temperaturas elevadas, devido à intensa radiação solar e terrestre das latitudes tropicais. A umidade específica é elevada, no entanto se restringe à camada superficial, o que lhe dá um caráter de homogeneidade e estabilidade. Essa umidade é limitada na camada superficial em função da sua constante subsidência superior e consequente inversão de temperatura. Assim, o tempo relacionado ao ATA se mantém estável com os dias ensolarados e os ventos característicos de SE a NE (NIMER, op. cit.).

O Anticiclone Migratório Polar (AMP) se origina “graças ao acúmulo de ar, oriundo dos turbilhões polares sobre os oceanos, nas latitudes subpolares” (MONTEIRO, 1963, p. 122). O Anticiclone também é influenciado pela cordilheira do Andes. Ao se deslocar sobre a América do Sul, encontra essa barreira física e se divide em dois ramos. Um deles segue pelo oceano Pacífico Sul e o outro pelo oceano Atlântico Sul. Esses dois ramos formarão duas

massas de ar distintas (MONTEIRO, 1963). O AMP condiciona a região com tempo instável, que causa a corrente perturbada ou descontinuidade chamada de Frente Polar (Nimer, 1989).

No Rio Grande do Sul, os centros de baixa pressão que influenciam na dinâmica climática são a depressão do Mar de Weddell e a do Chaco. A depressão do Chaco ocorre principalmente no verão e tem sua origem térmica. A formação da baixa do Chaco está ligada à atuação da frontogênese na Frente Polar Atlântica (MONTEIRO, 1963). Nimer (1979) também reconhece que a formação dessa baixa está ligada às ondulações da Frente Polar, além disso, a sua gênese é decorrente da fusão de várias linhas de depressão das baixas latitudes do interior do Brasil. Além do mais, a baixa do Chaco é influenciada pelo forte aquecimento do interior do continente.

A baixa do Chaco se reduz a pequenos centros depressivos no inverno e se localiza no interior do continente, juntamente com a frente (MONTEIRO, op. cit.). Sartori (2003) menciona que no inverno a Baixa do Chaco atua mais no norte, ao passo que no verão ela. Nesse sentido, esse centro de baixa pressão tem a característica de promover alguns dias de tempo bom e baixa umidade específica (Nimer, op. cit.).

O outro sistema de baixa pressão que tem atuação no Sul do Brasil é a depressão do Mar de Weddell. Esse centro de baixa pressão é composto por várias células de baixa dinâmica na faixa subpolar (MONTEIRO, op. cit.). Nimer (1989) menciona que a baixa do mar de Weddell é oriunda da FPA. Assim, desses sistemas frontais os ciclones se formam. Os ciclones atuam na direção SE e entram em total estado de oclusão, próximo do Mar de Weddell.

4.3.2 Massas de ar e correntes perturbadas

No Rio Grande do Sul, as atuações das massas de ar de origem marítima são predominantes. Para Monteiro (1963, p.123), “as três principais massas de ar da vertente atlântica, pelas suas trajetórias e orientação do relevo, têm atuação saliente na Região Sul”. Assim, Sartori (2003) ressalta que a Massa Polar Atlântica (mPa), a Massa Polar em processo de Tropicalização (mPat) e a Frente Polar Atlântica (FPA), também conhecida como Frente Fria, são os sistemas extratropicais que mais controlam a circulação secundária regional em qualquer estação do ano. A Massa Tropical Atlântica (mTa), ou Continentalizada (mTac), a Massa Tropical Continental (mTc), a Frente Quente de Nordeste e a Instabilidades Tropicais são os Sistemas intertropicais que atuam na região, porém com menor participação.

Uma das massas que mais atuam no Brasil é a Massa Tropical Atlântica (mTa). Essa massa se individualiza do anticiclone semifixo do Atlântico Sul e caracteriza-se por ser uma massa quente e úmida e com tendência à estabilidade pela subsistência superior do Anticiclone Atlântico. Além disso, com o movimento anti-horário do anticiclo ajuda a massa a avançar pelo continente (MONTEIRO, 1963).

Corroborando com Monteiro (1963), Nimer (1979) menciona que a mTa se forma na região marítima quente do Anticiclone Sul, assim recebe muito calor e umidade na sua superfície. Nesse caso, o ar é muito uniforme em superfície, mas essa uniformidade não se estende a grandes alturas. Isso ocorre porque na parte leste da alta subtropical há um movimento de subsidência entre 500 a 1.000 metros acima do nível do mar. Essa subsidência faz com que essa umidade seja absorvida do oceano e se limita na camada superficial. A mTa sofre aquecimento na costa da América do Sul, principalmente no verão, em função da presença da corrente marítima quente. Desse modo, quando a temperatura do mar é mais elevada, torna-se mais instável a mTa.

A Massa Tropical Continental (mTc) tem sua origem ligada à frontólise na Frente Polar Pacífica. Esse processo ocorre quando o ciclone se move para sudeste, ocluindo após transpor os Andes, assim sofrem efeito de dissecação adiabática. Uma das fontes da mTc é a depressão térmica do Chaco (MONTEIRO, op. cit.). Nimer (op. cit.) menciona que a mTc adquire maior importância no verão. Essa característica ocorre em função da sua origem estar ligada à faixa quente e árida a leste dos Andes e ao sul do trópico. Associado a esse fato, a insolação do solstício de verão também contribui para a elevada temperatura e secura da massa (MONTEIRO, op. cit.).

Sobre o Oceano Austral tem origem a Massa Polar (mP), que consiste em uma massa de ar fria e úmida. A cordilheira dos Andes separa a mP em duas outras massas: uma é a Polar Atlântica (mPa) e a outra é Polar Pacífica (mPp), que, ao avançar na vertente ocidental dos Andes (MONTEIRO, 1963), encontra a Massa Tropical Pacífica e gera a frontogêneses na Frente Polar Pacífica, estabelecendo os fluxos de SW para NE, que ao transpor a cordilheira dos Andes reforça a mPa. Quando a mPp reforça a mPa, esta fica fortalecida para os avanços ao norte do continente (MONTEIRO, 1963).

Sartori (2003) ressalta a posição subtropical, fazendo com que a região seja área de confronto periódico entre forças opostas, provocado pelo avanço sistemático dos Sistemas Atmosféricos de origem polar em direção aos polares tropicalizados (Massa Polar Velha - mPv ou massa polar em processo de tropicalização - mPat). O processo de tropicalização decorre devido à declinação do Sol, que leva à gradativa diminuição da insolação, da entrada

de radiação solar e, conseqüentemente, do processo de aquecimento da mPa transformando em mPv (SARTORI, 2003).

As correntes perturbadas ocorrem entre duas massas de ar ou entre duas ou mais altas pressões. Diante disso, existe uma zona depressionária, para a qual convergem os ventos das massas ou das altas pressões, constituindo-se, assim, uma descontinuidade. Nelas, os ventos convergentes ou ciclônicos tornam o tempo instável e geralmente chuvoso por onde passam. Esses fenômenos são móveis e, por sua estrutura e deslocamento, são denominados de correntes de circulação perturbadas. Sobre o Rio Grande do Sul são duas as correntes perturbadas que atuam: as Frentes Polares (FP) e as Instabilidades Tropicais (IT), também chamadas de correntes de Oeste (W) (NIMER, 1979).

As Frentes são linhas de choque entre duas massas de ar com temperaturas e características diferentes, formando uma superfície de descontinuidade térmica. As Frente Frias (FF) ocorrem quando o ar frio avança em direção ao ar quente, e quando isso ocorre, denomina-se Frente Quente (FQ) (NIMER, op. cit.). Para Sartori (2003), a FQ é resultante do recuo da Frente Polar para o estado, quando estava sobre Santa Catarina ou Paraná. Carvalho e Fedorova (2011) estudaram dois casos de ocorrência de FQ sobre o RS nas seguintes datas: 30/06/1998 e 01/10/1999. Assim, os dois eventos provocaram mudanças de tempo no estado, provocando chuvas pela presença de nuvens convectivas, além disso, nos dois eventos foram registrados a ocorrência de nevoeiros.

Conforme Monteiro (1963), a região Sul, devido a sua posição latitudinal, é frequentemente afetada pela passagem de FP. A FP consiste em uma faixa planetária de descontinuidade que é gerada pelo choque entre os sistemas tropicais e polares. Como acontece com a MP, a FP no continente sul-americano é dividida em dois ramos, o Atlântico e do Pacífico. Para Reboita et al. (2012) a região onde ocorre a Frente Polar corresponde o encontro de massas de ar com propriedades térmicas distintas, a massa de origem polar (massa fria e seca) e massa de origem tropical ou subtropical (massa quente e úmida). O encontro dessas massas favorece a formação de frentes e ciclones extratropicais.

A Frente Polar Pacífica tem sua trajetória a oeste da cordilheira dos Andes. Os ventos frios da Massa Polar encontram os ventos quentes da mTp, o que constitui uma zona de Frontogênese¹⁰. No verão, ocorre o enfraquecimento do APP e o afastamento inicial da FPP do continente, nesse caso, o ar polar encontra uma menor resistência em direção ao norte.

¹⁰ Frontogênese (FG) é o contraste das massas que acarreta em uma intensificação das frentes. (NIMER, 1979)

Porém, no inverno, o anticiclone do Pacífico avança para o litoral e a FPP é muito mais ativa (MONTEIRO, 1963).

No entanto, a Frente Polar Atlântica (FPA) é o principal eixo da Frente Polar para a Região Sul. Como sendo um sistema móvel, sua potencialidade de avanço para a zona intertropical é dada pelas suas condições de frontogêneses (FG), as quais estão intimamente relacionadas à Frente Polar Pacífica (FPP). No litoral da América do Sul, a configuração das frentes frias (FPA) é tipicamente na direção noroeste-sudeste e apresenta uma trajetória de sudoeste para nordeste (RODRIGES; FRANCO; SUGAHARA, 2004).

Corroborando com Sartori (2003), Reboita et al. (2010) reconhecem que para a região sul do Brasil os sistemas frontais frios originam as precipitações. No entanto, os autores relatam duas formas de atuação. A primeira é atuando sobre a região. A segunda está associada às linhas de instabilidades (LI) pré-frontais, quando o sistema está afastado, porém proporciona condições para o desenvolvimento de LI. Reboita et al. (2012) recorrem que as linhas de instabilidade pré-frontais constituem um conjunto de nuvens que se alinham na dianteira de um sistema frontal.

Rodrigues, Franco e Sugahara (2004) analisaram a frequência das frentes frias no litoral de Santa Catarina entre os anos de 1990-1999. Os principais resultados encontrados pelos autores mostraram que a passagem das frentes frias é maior na primavera, com atuação de 4 passagens frontais mensais. Em contrapartida, nas outras estações do ano ocorrem cerca de 3 atuações frontais mensais.

As correntes perturbadas de W também atingem o Rio Grande do Sul. Na primavera e no outono, na região intertropical brasileira, ocorre o avanço de sucessivas ondas de ventos de W ou NW, a qual também são chamadas por linhas de instabilidades tropicais (IT). Logo, as IT são alongadas depressões barométricas induzidas em pequenas dorsais. Assim, corresponde uma linha de IT, o ar em convergência dinâmica e acarreta, na maioria das vezes, chuvas, trovoadas e granizo, e ventos moderados a fortes, com rajadas que podem atingir de 60 a 90 km/hora (NIMER, 1979).

Além das frentes frias, os ciclones móveis também provocam chuvas na região sul do Brasil. Nesse sentido, Reboita et al. (2012) ressaltam que a região sul e sudeste do Brasil corresponde a regiões favoráveis à formação de ciclones. Conforme a nomenclatura da Marinha do Brasil (2018), os ciclones podem ser classificados em Tropical, Extratropicais e Subtropicais. Os ciclones tropicais e subtropicais são centros de baixas pressões não associados ao sistema frontal. Os ciclones tropicais podem ser classificados conforme a

média da velocidade máxima dos ventos em Depressão Subtropical, Tempestade tropical e Furacão.

Os Ciclones Subtropicais também são classificados em Depressão Subtropical e Tempestade Subtropical referente a média da velocidade máxima dos ventos em superfície. No entanto, eles se diferenciam dos ciclones tropicais, pois os ventos máximos ocorrem afastados do centro do sistema e do campo de ventos e a distribuição de convecção são menos simétricos. Os ciclones Extratropicais estão, geralmente, associados a um sistema frontal. Assim, esse centro de baixa pressão atmosférica que extrai sua energia potencial do contraste horizontal de temperatura.

Os ciclones são muito estudados, pois suas ocorrências causam danos como enchentes e deslizamentos, conforme apontou Dutra (2012). Nessa perspectiva, Reboita et al. (2009) mencionam que o ciclone da primeira semana de maio de 2008 causou taxas elevadas de precipitação, principalmente da fronteira leste de Santa Catarina (SC) e Rio Grande do Sul (RS). Para Gozzo et al. (2014), os ciclones subtropicais podem ocorrer como tempestades fortes.

Rocha, Aravéquia e Ribeiro (2015) buscaram estudar os ciclones e os padrões de circulação atmosférica a eles associados no Oceano Atlântico Sul, próximo à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, no período de 2003 até 2013. O número total de casos de ciclones foi de 169 na região e no período de estudo, o que corresponde a uma média aproximada de 17 casos por temporada outubro/abril. Os ciclones duraram de 24 horas e chegando, em alguns casos, há oito dias de atuação direta.

Também podemos destacar o estudo de Mello, Muza e Quadro (2015). Os autores investigaram a ocorrência e o tempo de vida na variação sazonal e interdecadal dos ciclones extratropicais na costa sul do Brasil. Os resultados mostraram o total de 3121 ciclones ao longo dos 54 anos analisados (1957 a 2010). Em 86,9% dos casos, os ciclones tiveram um tempo de vida de até 3 dias. A estação com maior ocorrência de ciclones foi o inverno, com 822 ciclones. O outono foi a estação com a menor incidência de ciclones para o período, totalizando 759 ciclones.

4.2.3 Participação dos sistemas atmosféricos na variação sazonal do clima no Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

A variação sazonal da participação dos sistemas atmosféricos no Rio Grande do Sul tem como controle, em qualquer época do ano, os Sistemas Extratropicais, representados pelas

Massa Polar Atlântica (mPa) e pela Frente Polar Atlântica, também chamada de Frente Fria (FF). No entanto, os sistemas Intertropicais têm uma participação muito pequena. A Massa Tropical Atlântica (mTa), ou Continentalizada (mTac), Massa Tropical Continental (mTc), Frente Quente de Nordeste e Instabilidades Tropicais representam esse sistema (SARTORI, 2003).

O verão tem participação da mPv em 45% dos dias, sendo que o sistema possui maior participação nessa estação. A FPA tem atuação em mais de 20% dos dias, sendo com deslocamento normal, com ciclogênese ou como frente estacionária. Porém, nem sempre na passagem da FF são registradas precipitações (SARTORI, 2003). Para Rossato (2010), no verão, quando a FF chega ao estado pelo oeste, ocorre a passagem mais rápida, devido ao contraste térmico entre o ar quente com a chegada do ar polar. O deslocamento mais frequente causado pela diferença de temperatura entre as massas. Isso também implica na menor quantidade de dias com chuva.

A mPa típica domina entre um ou dois dias, o que corresponde a uma participação de 19%. Ela domina após a passagem da FPA, quando ocorre a diminuição da temperatura. No verão, a mPv tem uma maior atuação em função da maior insolação e da maior radiação solar absorvida pela superfície continental. Essa radiação provoca a elevação gradativa das temperaturas máximas e mínimas. Na retaguarda da FPA, em alguns casos, pode se deslocar o ar polar descaracterizado. Esse descolamento ocorre pelo aquecimento do continente durante o verão (SARTORI, op. cit.).

As massas mTa, a mTac e a mTc têm participação de cerca de 5% dos dias cada uma. Jorge e Mendonça (2009) também destacam que a mTa tem a maior atuação no verão em relação aos outros períodos. Esses sistemas atuam na região Sul do Brasil somente nas fases pré-frontais, quando ocorre a substituição da mPv. Os Anticiclones Polar Atlântico (APA) e o Tropical Atlântico (ATA) se juntam e formam apenas um único centro de alta pressão (SARTORI, op. cit.).

As Instabilidades e de Calhas Induzidas atuam em 7% e 5% dos dias, respectivamente. Esses sistemas estão associados às fases pré-frontais e independentes da massa de ar dominante (SARTORI, 2003, 2016). No entanto, Rossato (2011) ressalta que as linhas de instabilidade representam 3% dos dias no verão.

No outono, os sistemas Extratropicais continuam a predominar, porém com mais frequência da mPa. O aumento de 45% dos dias com a participação da mPa em relação ao verão é devido a intensificação do APA, que vem a originar massas Polares mais definidas e fortes. A mPv tem participação em 30% no outono, enquanto a FPA atua em 20% (SARTORI,

op. cit.). A frequência dos sistemas Intertropicais é ainda mais reduzida e predominam, em média, em apenas 6% a 1% do total de dias. Os sistemas intertropicais que atuam são massas Tropical Atlântica (mTa e mTac) e Tropical Continental (mTc). O mesmo ocorre com as Correntes Perturbadas, como as Frentes Quentes, as Instabilidades Tropicais e as Calhas Induzidas que reduzem sua participação (SARTORI, op. cit.).

No inverno, ocorre o aumento da atuação da mPa, que chega a atuar mais de 60% (SARTORI, 2003). Jorge e Mendonça (2009) ao estudarem a Fachada Atlântica Sul do Brasil, também destacam que a mPa, tem sua principal atuação no inverno. As altas pressões de origem polar tornam-se mais intensas, em função da diminuição geral das temperaturas. Assim, a mPa se torna permanente em até oito dias consecutivos, e, em muitos casos, pode não chegar a tropicalizar-se devido a aproximação de uma nova FPA (SARTORI, op. cit.).

A mPv diminui a sua frequência com relação a outras estações e domina cerca de 11% dos dias. A atuação dessa massa se restringe a no máximo dois dias consecutivos, a cada domínio da massa polar, e sempre nas fases pré-frontais. Entretanto, a FPA tem a maior participação no inverno, mais de 22% dos dias sobre o estado (SARTORI, op. cit.). Cardozo, Reboita e Garcia (2015) também destacam que a ocorrência das FFs é maior no inverno, em relação a outras estações, tendo a primavera como a segunda em ocorrência das FFs.

No inverno tem o aumento dos índices pluviométricos em função do aumento das frentes estacionárias e de ciclogêneses, que é a formação de ciclones frontais (SARTORI, 2003). A mTa domina em 6% dos dias de inverno e substitui a mPv nas fases pré-frontais. Ocorre a diminuição da participação da Massa Tropical Continental. As Correntes Perturbadas (Instabilidades Tropicais e Calhas Induzidas) são responsáveis pelas chuvas e/ou granizo que antecedem a FPA e atuam em cerca de 3% (SARTORI, op. cit.).

Na primavera, a mPa é substituída pela mPv devido ao aquecimento continental. A mPv domina entre 1 e 6 dias e ocorre após a atuação da mPa ou depois da passagem da Frente Fria. Entretanto, a mPa tem redução na sua frequência em cerca de 30% dos dias. Além desses sistemas, a FPA mantém em 20% a participação dos sistemas atmosféricos (SARTORI, op. cit.). Rossato (2011) também ressalta que os sistemas frontais são responsáveis pelo tipo de tempo em cerca de 20-23% dos dias do ano e são mais frequentes e atuantes na primavera e no outono.

A mTc aumenta sua participação na primavera, principalmente nos meses de novembro e dezembro, e geralmente ocorre em substituição à mPv. A atuação da mTc é de um dia, mas são dias que registram as maiores temperaturas, as mais baixas pressões e pouca umidade no ar. A mTa, as Instabilidades Tropicais e as Calhas Induzidas se mantêm igual em relação às

demais estações (SARTORI, 2003). Rossato (2011) também ressalta que a mTa, mTac, e a mTc (em menor escala) atuam principalmente na primavera e verão, de forma mais acentuada na parte leste do estado.

Diante do exposto, observou-se que os sistemas extratropicais dominam a circulação atmosférica no Rio Grande do Sul. No inverno e no outono esses sistemas são mais recorrentes devido a intensificação dos anticiclones polares. Dessa maneira, a Massa Polar Atlântica e as Frentes Frias atuam em cerca de 82% dos dias de inverno e 65% dos dias de outono no estado. No verão e na primavera, a atuação desses fenômenos é enfraquecida e tende a dominar a mPv nos dois períodos sazonais. Porém, no verão tem mais atuação da mTa devido à fusão do ATA e APA, formando um único centro de ação.

4.2. 4 Classificação dos tipos de tempos para o Rio Grande do Sul

Para o Rio Grande do Sul, Sartori (2003) identificou quinze principais tipos de tempo. Esses tempos estão reunidos conforme suas gêneses e em três grandes famílias. A classificação dos tipos de tempo está associada aos Anticiclones Polares (6), aos Sistemas Intertropicais (3) e às Correntes Perturbadas (6). No Quadro 3, verifica-se resumidamente as famílias e os tipos de tempo.

Quadro 3: Grupos de famílias e seus tipos de tempo que atuam sobre o Rio Grande do Sul.

| Famílias | Tipos de tempos |
|--|--|
| Tempos Anticiclonais Polares | <ul style="list-style-type: none"> - <u>Tempos Anticiclonal Polar Típico</u>: O centro do APA sobre o RS; - <u>Tempos Anticiclonal Polar Marítimo</u>: O centro do APA está sobre o oceano; - <u>Tempos Anticiclonal Polar Continental</u>: É definido pela trajetória continental do APA; - <u>Tempos Anticiclonal Polar Pós-frontal</u>: Ocorre logo após a passagem do eixo da FPA sobre o RS; - <u>Tempos Anticiclonal Polar em Tropicalização</u>: É resultado do domínio da MPV; - <u>Tempos Anticiclonal Aquecido</u>: Ocorre com o enfraquecimento do APA, justamente com o domínio da MPV. |
| Tempos Associados a Sistemas Intertropicais | <ul style="list-style-type: none"> - <u>Tempos Anticiclônico Tropical Marítimo</u>: Domínio da MTA sobre o RS; - <u>Tempos Anticiclônico Tropical Continentalizado</u>: Ocorre quando o setor oeste do ATA avança sobre o território brasileiro; - <u>Tempos Depressiónário Continental</u>: resultante da expansão da Massa Tropical Continental, devido intensificação da Depressão do Chaco. |
| Tempos Associados a Correntes Perturbadas | <ul style="list-style-type: none"> - <u>Tempos Frontal de Sudoeste de Atuação Moderada</u>: Pela passagem normal da FPA; - <u>Tempos Frontal de Sudoeste de Fraca Atuação</u>: É resultado da fraca frontogênese sobre o RS; - <u>Tempos Frontal Estacionário</u>: Ocorre pela permanência da FPA sobre o Estado (três dias); - <u>Tempos Frontal de Nordeste</u>: Participação de uma frente quente (FQ); - <u>Tempos Frontal Ciclonal de Atuação Direta</u>: Provocado pela FPA com a formação de ciclone frontal (ciclogênese), sobre o RS; - <u>Tempos Frontal Ciclonal de Atuação Indireta</u>: ocorre quando o ciclone frontal da FPA está sobre o oceano Atlântico, |

Fonte: Adaptado de Sartori (2003).

Os Tempos Anticiclônicos Polares correspondem a seis tipos de tempo e são resultados do domínio do APA e da MPA. O Tempo Anticiclônico Polar Típico é caracterizado pelo centro do APA sobre o RS, isso faz com que a pressão seja alta. Os ventos são fracos e do quadrante sul, o que provoca a redução das temperaturas mínimas e máximas. Esse tipo de tempo tem o céu limpo que corrobora para a elevada amplitude térmica. Além disso, dependendo da temperatura da massa de ar e da época do ano, o Tempo Anticiclônico Polar Típico favorece a formação de orvalho, geadas e/ou nevoeiros.

O domínio da MPA típica, ou seja, marítimo, gera o Tempo Anticiclônico Polar Marítimo. Quando tem a atuação desse tipo de tempo, o centro do APA está na latitude do Estuário do Prata e Uruguai, porém próximo ao continente. Esse tipo de tempo é caracterizado pelo declínio da temperatura, os ventos são de leste (E), sul (S) e sudeste (SE), com intensidade leve à fraca. A pressão atmosférica permanece alta, porém os valores absolutos são inferiores em relação ao tempo anteriormente descrito. O Tempo Anticiclônico Polar Marítimo tem a umidade relativa média próximo dos 70%. As temperaturas máximas geralmente são superiores a 20°C, favorecidas pela insolação diária e o balanço positivo de radiação causados pelo predomínio do céu limpo. Ocorre elevada amplitude térmica devido ao intenso balanço negativo de radiação à noite. Dependendo da temperatura da massa de ar e da época de atuação, nesse tipo de tempo também pode ocorrer geada, orvalho e/ou nevoeiro.

O Tempo Anticiclônico Polar Continental está associado à Massa Polar Continental. Esse tipo de tempo é definido pela trajetória continental do APA, que durante o inverno atinge com mais frequência o Rio Grande do Sul. Nessas condições, a mPa é reforçada pela Massa Polar Pacífica que, ao atravessar a Cordilheira dos Andes, gera um subcentro de alta pressão ao norte da Argentina. Assim, o ar polar proveniente do interior do continente alimenta a massa da vertente atlântica.

As características dos ventos de oeste (W) e sudoeste (SW) são de intensidade leve a moderada. A temperatura mínima registrada, para esse tipo de tempo, fica próxima de 0°C ou até menos. Diante disso, é o tipo de tempo caracterizado por registrar as temperaturas mínimas na Região Sul. A pressão atmosférica é alta, no entanto a umidade específica é mais baixa do que a registrada no Tempo Anticiclônico Polar Marítimo. Quando não ocorre vento, ou ocorre com intensidade leve, nesse tipo de tempo podem ocorrer fortes geadas. Quando ocorrem ventos moderados e ou regulares é comum o vento Minuano.

Após a passagem da FPA, o Tempo Anticiclônico Polar Pós-Frontal atua, quando o sistema frontal está sobre o estado de SC. Nessa condição de tempo, o centro do APA está

sobre o oceano próximo da latitude da Argentina. As condições atmosféricas para esse tipo de tempo provocam ventos moderados e regulares de leste (E) e sudeste (SE). O céu é encoberto com garoa, chuvisco ou nevoeiros. Em relação ao dia anterior e posterior, a pressão atmosférica é mais baixa nesse tipo de tempo, e ocorre uma reduzida amplitude térmica, causada pela alta nebulosidade. Além disso, esse tipo de tempo está associado a MPA, que traz umidade do oceano e favorece a ocorrência de nevoeiros e garoas. Ocorrendo com mais frequência no inverno e outono, o Tempo Anticiclônico Polar Pós-Frontal perdura por no mínimo dois dias.

O Tempo Anticiclônico Polar em Tropicalização é resultado do domínio da mPv, que registra o aumento das temperaturas máximas de 25 °C e mínimas de 15 °C. As máximas absolutas podem ser superiores a 30°C, ocasionando a elevada amplitude térmica. Em dias com atuação desse tipo de tempo a umidade relativa do ar diminui, principalmente à tarde, ficando inferior a 60%. O céu é limpo e a pressão atmosférica é menor que nos dias anteriores, os ventos são fracos e de leste (E) e nordeste (NE). Além disso, também ocorre a formação de orvalho.

Quando há esse tipo de tempo na fase pré-frontal, as chuvas são provocadas pelas Instabilidades Tropicais e Calhas Induzidas, definindo-se os fluxos de norte (N) e noroeste (NW). Os ventos são muito fortes, e as rajadas podem ser superiores a 80 Km/h. Além disso, a umidade relativa tem seu valor reduzido, sendo inferior a 45%. No entanto, gradativamente a nebulosidade aumenta, surgindo as nuvens altas e médias.

Na variação do Tempo Anticiclônico Típico ocorre o Tempo Anticiclônico Aquecido. Esse tipo de tempo ocorre em função do aquecimento do ar de origem polar que está sobre o continente nas latitudes subtropicais e tropicais. O APA está em enfraquecimento nesse tipo de tempo. A pressão atmosférica começa a se elevar, associada ao domínio da mPv. O céu permanece limpo, os ventos são de intensidade leves à calmo. Além disso, ocorre o aumento da amplitude térmica motivada pelo aumento das temperaturas máximas e declínio das mínimas. No entanto, essas temperaturas são mais elevadas que no Anticiclônico Típico.

Além desses tipos de tempo, outra família de tipos de tempo é a associada a Sistemas Intertropicais que são resultantes do domínio do ATA e da correspondente Massa Tropical Atlântica, marítima (mTa) ou Continentalizada (mTAc) e do aprofundamento e expansão da Depressão do Chaco, a qual origina a Massa Tropical Continental (mTc).

O Tempo Anticiclônico Tropical Marítimo se caracteriza pelas condições atmosféricas semelhantes ao do Tempo Anticiclônico Polar em Tropicalização, porém sob o domínio da mTa. Com a atuação da mTa, o tempo fica estável, com ventos leves predominantemente de

nordeste (NE) e leste (E). A temperatura é elevada, entre 19 °C e 35 °C, o céu é limpo e ocorre a formação de orvalho. De maneira geral, esse tipo de tempo tem duração de no máximo dois dias, por anteceder a chegada de uma FPA.

O tipo de tempo Anticiclônico Tropical Continentalizado está relacionado à mTa. Nesse tipo de tempo, a mTa ao se interiorizar e se tornar menos úmida e mais aquecida. Assim, a ATA está sobre o continente. Essa condição acontece na fase pré-frontal, e apresenta temperaturas elevadas, porém as máximas não são superiores a 30°C. A pressão é baixa e a umidade relativa do ar também, inferior aos 50%. Os ventos são do quadrante norte. Além disso, o céu é limpo, no entanto pode sofrer influência das Calhas Induzidas e Instabilidades Tropicais.

O Tempo Depressionário Continental é resultante da expansão da Massa Tropical Continental devido à intensificação da Depressão do Chaco, que atinge o Rio Grande do Sul. Nesse tipo de tempo a temperatura máxima é quase sempre superior a 35 °C. A pressão atmosférica é muito baixa, inferior a todos os outros tipos. A umidade relativa do ar é baixa devido à massa de ar ter origem continental e também pela forte insolação. Os ventos são de intensidades variáveis e do quadrante oeste (W) e noroeste (NW).

São seis os tipos de tempos associados às Correntes Perturbadas, que para o Rio Grande do Sul, são representadas pelas Frentes Polares Atlânticas. Esses tipos de tempo estão relacionados com o avanço da mTa marítima ou continentalizada. Além disso, dos avanços frontais polares, que podem facilitar ou não a propagação da Frente Fria, ocasionando tipos de tempo diferentes, quanto ao comportamento da frente, a presença de ciclones frontais (ciclogêneses), a oclusões no seu eixo e a posição dessas perturbações em relação ao estado.

A passagem normal do FPA ocasiona o Tempo Frontal de Sudoeste. Esse tipo de tempo é caracterizado por densa nebulosidade e chuvas de volume razoável, porém menos que 50 mm. As nuvens estratiformes, ou cumuliformes, podem provocar relâmpagos e trovoadas. Nesse tipo de tempo, não ocorre recuo da FPA e os ventos são variáveis em direção e intensidade e ocorre uma reduzida amplitude térmica. Após sua duração, segue-se o domínio da MPA.

Quando ocorre a condição de frontogênese incipiente ou fraca, o tipo de tempo associado corresponde ao Tempo Frontal de Sudoeste de fraca atuação. A atuação desse tipo de tempo é antecedida por uma fase pré-frontal, geralmente. Ele se caracteriza por ventos fracos e calmas. A passagem da Frente é rápida, no entanto, pode ocorrer o recuo no dia seguinte para posterior avanço. Nesse tipo de tempo, as chuvas são fracas, esparsas e/ou ausentes. Ocorre também a diminuição das temperaturas, que está associada ao domínio da mPa ou até mesmo da mPv.

O Tempo Frontal Estacionário ocorre pela permanência da FPA sobre o estado por, pelo menos, três dias. A FPA permanece em decorrência do fluxo polar ou por anomalias na circulação atmosférica regional, como o El Niño. Esse tipo de tempo é muito úmido e as chuvas são de intensidade variada e ocorrem nevoeiros. Os ventos geralmente são fracos, porém variáveis de leste (E) ou sudeste (SE). A temperatura do ar fica em declínio, mas, apesar disso, a amplitude térmica diária é pequena.

Relacionado à participação das frentes quentes temos o Tempo Frontal de Nordeste. Ele é caracterizado por chuvas fortes, relâmpagos e trovoadas. A pressão atmosférica é baixa em relação aos dias anteriores. Os ventos são variáveis, tanto em direção quanto em intensidade. A amplitude térmica é pequena, com temperaturas variando entre 22 °C a 27 °C. Em geral, esse tipo de tempo ocorre depois do Tempo Frontal de Sudoeste ou Estacionário, ou ainda pelo Tempo Anticiclônico Polar em Tropicalização. Além disso, pode ocorrer antes do Tempo Anticiclônico Tropical Marítimo ou Continentalizado, devido ao domínio da mTa.

A FPA também está relacionada ao Tempo Frontal Ciclonal de atuação direta. Nesse tipo de tempo, o ciclone frontal (ciclogênese) se encontra sobre o Rio Grande do Sul. O céu é totalmente encoberto e as chuvas são fortes e superiores a 50 mm. Além disso, a direção e a intensidade dos ventos são variáveis, sendo que as velocidades podem ser altas. Essa variabilidade dos ventos ocorre devido à circulação ciclônica. A pressão atmosférica é baixa em comparação aos dias anteriores. Entretanto, as temperaturas são estáveis comparando com a fase pré-frontal. Esse tipo de tempo é precedido da mPa ou mPv, variando de acordo com a época do ano, ou também com a atividade do Anticiclone Polar.

O último tipo de tempo é o Tempo Frontal Ciclonal de atuação indireta. Ele ocorre quando o ciclone frontal da FPA está sobre o oceano Atlântico, na latitude do Rio Grande do Sul e Uruguai, e sobre o estado está localizado apenas o ramo continental da Frente Fria. Nessa situação, sobre o continente tem forte advecção de ar úmido vindo do oceano. Assim, influenciando no tempo em todo o RS. Ele mantém o estado encoberto, porém com chuvas leves e com vento de intensidade moderada e forte, mas variáveis. Isso ocorre em consequência da maior ou menor aproximação do ciclone frontal em relação ao continente. Uma característica desse tipo de tempo é as “ressacas” no mar ao longo do litoral da Região Sul e Sudeste.

Nesse sentido, conforme apresentado por Sartori (2003), há alguns tipos de tempo que são favoráveis para a formação de nevoeiros. Sendo que os tempos associados à atuação dos anticiclones polar e tropical são favoráveis à ocorrência. Diante disso, os tempos anticiclônicos polar típico, marítimo, pós-frontal e em tropicalização são os tipos de tempos polares

favoráveis à formação de orvalho e/ou nevoeiros. No entanto, em relação àqueles que são associados aos sistemas tropicais, somente o tempo anticlinal tropical marítimo é favorável a formação de nevoeiro.

No entanto, as condições atmosféricas favoráveis para a ocorrência dos nevoeiros não necessariamente refletem nos registros de precipitação oculta, pois, além das condições atmosféricas para sua ocorrência, são necessários outros fatores, como altitude e proximidade da costa com influência de massas de ar úmidas provenientes dos oceanos (ARCOVA et al., 2016). Além disso, as características como duração e a granulometria do nevoeiro (WMO, 1975) também influenciam nos registros de precipitação oculta.

4.4 TIPOS DE NEVOEIROS E SUA VARIABILIDADE

O conceito de nevoeiro utilizado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2020) consiste em uma massa de gotículas de água visíveis suspensas na atmosfera, próximas ou junto à superfície terrestre, que reduzem a visibilidade horizontal para menos de mil metros. Esse conceito foi entendido por outros autores como Riehl (1965), que considera o nevoeiro como uma nuvem com base no solo ou muito próximo dele.

Do ponto de vista mais prático, Patrício, Gonçalves e David (1998, p. 247) sustentam que o “nevoeiro é um fenômeno atmosférico que se caracteriza por uma suspensão de pequeníssimas gotículas de água na camada inferior da atmosfera em contato com a superfície terrestre”. Albrecht, Loose e Sartori (1991) ressaltam que o nevoeiro é um fenômeno extremamente atmosférico e ainda ocorre por diversas causas e em diferentes densidades. Sendo também muito variável no tempo e no espaço.

Varejão-Silva (2007) está de acordo com Patrício, Gonçalves e David (1998) que consideram o nevoeiro um fenômeno hidrometeorológico que se caracteriza pela suspensão de gotículas de água na camada atmosférica contígua à superfície terrestre, reduzindo a visibilidade horizontal a menos de 1 km. O nevoeiro se diferencia da neblina apenas pela visibilidade. Assim, considera-se neblina quando a visibilidade horizontal for maior que 1 km (VAREJÃO-SILVA, 2007).

Em relação à expansão do nevoeiro, Croft (2003) coloca que ele pode variar dentro de alguns metros mais baixo da atual a visibilidade horizontal é a maior distância em que a paisagem é visível com uma clareza suficiente para serem reconhecidos. Diante disso, as gotículas de águas suspensas nos nevoeiros na atmosfera e se estendem até 1000m de altura. Corroborando com os autores Cereceda (2014) conceitua nevoeiro como uma massa de ar que

contém minúsculas gotas de água que ficam suspensas na atmosfera sob influência dos ventos. Esse fenômeno pode se localizar tanto sobre o continente ou oceano e quanto mais afastado da superfície são chamados de nuvens.

A formação dos nevoeiros está ligada no resfriamento do ar até o ponto de orvalho numa pressão constante. Com isso, sua formação envolve praticamente a retirada de calor do ar. Essa retirada de calor pode ser pelo resfriamento por radiação ou pelo movimento do ar sobre o solo frio (RIEHL, 1965). Para Albrecht, Loose e Sartori (1991) os nevoeiros são formados quando a massa de ar é saturada de vapor d'água. O resfriamento pode acontecer por expansão adiabática, a qual dá origem aos nevoeiros orográficos, ou por condução térmica, formando os nevoeiros de radiação e de advecção. Podem ocorrer nevoeiros provocados pela saturação do ar, pela adição de vapor d'água, formando os nevoeiros de vapor e frontais.

Para Eugster (2008) os tipos de nevoeiros são nomeados de acordo com o local onde eles se formam e o processo que os constituem (nevoeiro de radiação, nevoeiro marítimo, nevoeiro de vapor e nevoeiro de advecção). Também há três tipos de termos geográficos de onde os nevoeiros ocorrem, independentemente de onde e como é formado (nevoeiro costeiro, nevoeiro de vale e nevoeiro de montanha). Porém, também se menciona os nevoeiros frontais, pois Serra (1978), Albrecht, Loose e Sartori (1991) e De Paula (2015) apontam eles como sendo os mais frequentes no Rio Grande do Sul.

Os nevoeiros de radiação são causados pelo resfriamento noturno da superfície terrestre, que por sua vez, resfria o ar adjacente a um grau suficiente para causar a condensação do vapor de água no ar (WMO, 1992). O resfriamento noturno do solo ocorre por emissão de energia (irradiação) que acontece durante a noite, quando não tem a presença de nuvens, que inibe essa perda de calor (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Dessa forma, ocorre o resfriamento das camadas inferiores da atmosfera até que o ponto de orvalho seja atingido. Ele é formado quando há um forte aquecimento diurno, céu claro ou nuvens baixas e vento calmo com velocidade inferior a 3 km/h, o que promove um grau de turbulência, inversão de temperatura a baixa altitude e umidade atmosférica suficiente. Ocorre à noite, podendo se estender até as primeiras horas da manhã. É mais frequente no continente e muitas vezes ocorre em fundos de vales e depressões, devido ao ar ser mais denso e frio para os níveis mais baixos. A sua espessura pode variar entre alguns metros e várias centenas (BALADÓN, 2003).

Para Serra (1978), o nevoeiro de radiação é resultado do resfriamento noturno e ocorre mais frequentemente nos vales. Diante disso, é um fenômeno essencialmente terrestre e se forma na presença de anticiclones frios, pois as condições para sua formação são céu limpo,

vento fraco e intenso resfriamento noturno. Sendo assim, mais comum no inverno. Varejão-Silva (2006) reforça o apontado por Serra (op. cit.) e salienta que em regiões elevadas, a tendência dos nevoeiros de radiação é ocorrer nos fundos de vales, em virtude do escoamento do ar frio pelas encostas.

Riehl (1965) coloca que o outono e o inverno são as estações mais favoráveis para o nevoeiro de radiação. No outono, a umidade no ar ainda é alta e, durante o inverno, as noites são mais longas favorecendo a ocorrência. Ainda de acordo com o autor, o centro de uma área de alta pressão é um dos locais onde há a maior ocorrência do nevoeiro de radiação, pois os ventos são leves e os céus geralmente claros. Quando um centro de alta pressão estagna durante o inverno, o mesmo ar será resfriado por radiação durante várias noites sucessivas. Cereceda et al. (2002) também ressaltam que para a ocorrência de nevoeiro de radiação as condições ideais são de baixas temperaturas e os ventos calmos ou leves. Whiteman (2000) afirma o que os autores supracitados colocam, e ainda ressalta que os nevoeiros de radiação são mais frequentes perto do nascer do sol, quando o resfriamento noturno está no máximo e a umidade relativa atinge seu valor máximo.

Para Eugster (2008), os nevoeiros marítimo e de vapor ocorrem em oceanos abertos, porém, a diferença entre ambos é sua formação. O nevoeiro marítimo é formado devido ao resfriamento do ar úmido sobre uma superfície fria do oceano, em oposição o nevoeiro de vapor é formado quando o ar frio com baixo teor de vapor d'água flui sobre uma superfície de água quente, que, por sua vez, evapora a água a uma taxa maior do que o ar frio pode suportar. O excesso de vapor d'água condensa as minúsculas gotículas que formam o nevoeiro (EUGSTER, 2008).

De acordo com Serra (1978), os nevoeiros de vapor são os formados sobre os rios, lagos e mares, que devido ao forte calor específico da água, conservam a temperatura. Assim, nos rios, por estarem em níveis mais baixos, o ar resfriado flui durante à noite nas margens. A superfície líquida evapora mais do que o ar suporta ocorrendo o nevoeiro, isso ocorre também nos lagos. Sob os mares ocorrem os ventos frios vindos das massas polares que, passando sobre as correntes oceânicas quentes, provocam a evaporação e ocorrem os nevoeiros. Para Tubelis e Nascimento (1984), os nevoeiros de vapor ocorrem com maior frequência no outono e inverno, com velocidade de vento menor que 1 m/s.

Os nevoeiros de advecção são causados pelo deslocamento horizontal de uma massa de ar quente e úmida em uma superfície fria, pelo deslocamento do mesmo tipo de massa e a mistura subsequente com ar mais frio ou pela chegada de ar frio sobre uma superfície quente de modo que o ar deslocado ou a mistura atinja o ponto de saturação (VIDE, 1999). Cerecera

(2014) também menciona que o nevoeiro de advecção se forma a partir de uma nuvem de Stratus (St) e pode ser gerada no mar a centenas de quilômetros da costa que é deslocada pelo vento do mar em direção à costa.

Serra (1978, p. 124) ainda sustenta que esse tipo de nevoeiro é proveniente do percurso de ar marítimo quente para latitudes mais elevadas, de solo mais frio”, sendo mais frequente no inverno e nas massas de ar polares. Para Boladón (2003), os nevoeiros de advecção são causados pelo deslocamento de uma massa de ar quente e úmida ao longo de uma superfície fria, sendo mais comum no mar. Nesse sentido, ele ocorre quando ar quente e úmido passa sobre uma superfície fria, resfriando-se por condução e também por mistura com o ar frio que estava sobre a superfície fria, até atingir a saturação (GOMES; KRUSCHE; ROCHA, 2011).

Para Eugster (2008) o nevoeiro costeiro é tipicamente um nevoeiro de advecção, que ocorre quando a superfície terrestre é mais quente que a superfície fria do oceano. Nesses casos, os constantes ventos terrestres transportam o denso nevoeiro marítimo que se forma ao longo da costa.

Os nevoeiros orográficos ocorrem devido ao resfriamento adiabático do ar, que é provocado quando uma massa de ar úmida é forçada a subir no relevo e ocorre a condensação de vapor d'água atmosférico. Diante desse fator, esse tipo de nevoeiro é comum em regiões montanhosas (BALADÓN, 2003). Varejão-Silva (2006) sustenta que o nevoeiro orográfico ocorre quando o ar úmido e estável se eleva ao longo de uma encosta, se expandindo e resfriando adiabaticamente. Diante disso, se a encosta for elevada, a uma certa altura, o ar se tornará saturado e até o topo da elevação haverá a ocorrência de um nevoeiro (VEREJÃO-SILVA, 2006).

Os nevoeiros frontais estão associados às zonas e as passagens frontais. Uma vez que os nevoeiros resultam da mistura de calor nas massas de ar frio na zona frontal ou pelo súbito resfriamento do ar sobre uma superfície úmida (WMO, 1992). Serra (1978, p.125) salienta que nos nevoeiros frontais, as gotas de chuvas que caem das nuvens atravessam muitas vezes ar apenas úmido e frio, no qual se evaporam. Tal condição pode ultrapassar a saturação, formando-se então o nevoeiro quando o fenômeno atinge a superfície .

Para Vide (1999), os nevoeiros frontais que estão ligados à passagem das frentes e da evaporação parecem condensar a água doce evaporada de superfícies molhadas, alagadas ou aquáticas quando há visibilidade horizontal. Recentemente, Mager et al. (2016) salienta que o nevoeiro frontal se forma como uma massa de ar condensada horizontalmente que está associada à atividade frontal. Assim, essa massa de ar é constituída por uma garoa fina ou por névoa que atuam como precursoras da chuva.

Mager et al. (op. cit.) ao estudarem a precipitação oculta na região de Otago (Nova Zelândia), identificaram que os nevoeiros frontais contribuem mais do que os outros tipos de nevoeiros para a área de estudo. Os autores concluíram que os nevoeiros frontais ocorrem antes da precipitação pluvial, cerca de 40 minutos. Para os resultados de 1 ano de coleta de dados (2015), contribuiu para 8,3% do total de precipitação, com maior ocorrência na primavera e outono.

A variabilidade do nevoeiro é muito descontínua no tempo e no espaço, conforme apontam Albrecht, Loose, Sartori (1991). Diante disso, a sua frequência é extremamente variável e sua ocorrência não se verifica em todos os lugares ao mesmo tempo. Algumas regiões estão mais sujeitas a nevoeiros que em outras, pelos condicionantes de relevo, altitude, superfície líquida, correntes marinhas, umidade elevada, exposição de vertentes aos ventos úmidos, advecção do ar quente sobre superfícies frias ou ar frio sobre superfícies quentes.

Albrecht, Loose e Sartori (1991) sustentam que os nevoeiros dependem das condições específicas da circulação atmosférica regional, a qual vai influenciar no tipo de tempo e conseqüentemente na formação e ocorrência de nevoeiros. Patrício et al. (1998) destacam que em determinadas regiões os nevoeiros são mais frequentes. Conforme Figueira (2008), nas regiões elevadas, onde as ocorrências dos nevoeiros são mais frequentes e a velocidade do vento mais intensa, são áreas privilegiadas para a ocorrência de precipitação oculta.

Para Batisha (2015), os nevoeiros que se formam pela advecção de nuvens sobre terrenos mais altos tendem a ter um maior teor de água líquida, em comparação com aqueles nevoeiros que se formam na superfície terrestre ou marítima. Arcova et al. (2016) também salientam que as formações dos nevoeiros ocorrem em áreas com maior altitude, localizadas próximas à costa que sofre a influência de massas de ar úmidas provenientes dos oceanos. Nesse caso, para Cereceda, Schemenauer e Valencia (1992), no Chile, a geomorfologia costeira desempenha um papel importante na interceptação das constantes nuvens stratocumulus que se formam sobre o Oceano Pacífico. Assim, o relevo atua como uma parede intransponível de vertente abrupta que obriga a massa de ar úmida ascender, processo que adensa o nevoeiro.

De acordo com Serra (1978), os nevoeiros são importantes para as regiões onde ocorrem com maior frequência devido ao fato de fornecerem água para a vegetação. Para Mota (1985), os fenômenos como nevoeiro e neblina, embora desconsiderados no cômputo do balanço hídrico, são contribuições que podem ser de relevância, principalmente agrícola para determinadas áreas.

Diante disso, os nevoeiros, sob certas condições de tempo, são importantes para a umidade do solo e para o crescimento vegetativo de pastagens naturais e cultura. Porém, a ocorrência e

a frequência dos nevoeiros podem causar danos ao meio ambiente. Por exemplo, se a ocorrência for de dias, a diminuição da radiação solar poderá causar a penetração de bactérias em plantas e a proliferação de bactérias causadoras de doenças respiratórias em humanos (ALBRECHT; LOOSE; SARTORI, 1991).

No Brasil, Serra (1978) destaca que os nevoeiros ocorrem em três faixas: a primeira é na costa leste do país, porém a atuação é maior (120 dias por ano) na serra e declina para áreas com até zero ocorrências de nevoeiros, como a sotavento; a segunda faixa de nevoeiros se estende do Paraguai ao Piauí, com uma orientação de Norte para o Sul e depois de Oeste para Leste; já a última faixa é no extremo noroeste do Acre até as nascentes do Rio Negro. O autor ainda ressalta que entre essas faixas ocorre os intervalos sem a presença de nevoeiros. Sendo os núcleos no interior do Nordeste, Piauí, vale do rio São Francisco, Triângulo Mineiro, todo o curso do rio Amazonas de Manaus até a foz, no norte do Pará e Roraima.

Serra (1978) ressalta algumas características da formação dos nevoeiros no Brasil, como a temperatura do ar média anual que para a ocorrência, que tende a variar entre 16 °C a 22 °C. A formação dos nevoeiros ocorre normalmente durante a noite e dissipa pela manhã ao passo que a radiação vai surgindo, desaparecendo, por volta das 10 horas da manhã.

Os estudos sobre a ocorrência dos nevoeiros no Brasil estão voltados para as questões aéreas como nos trabalhos de Colabone (2011), que aplicou a técnica de análise rítmica para caracterizar a dinâmica atmosférica na ocorrência dos nevoeiros no aeródromo de Pirassununga/SP. Silva e Bechepeche (2016) estudaram a ocorrência dos nevoeiros no aeródromo de Goiânia. No entanto, Berger, Krusche e Rodrigues (2006), em Rio Grande, estudaram essas ocorrências nos Portos do Brasil. Por fim, a ocorrência de nevoeiro nas áreas do Porto do Rio de Janeiro foi estudada por Cotrim et al. (2018).

Em relação a pesquisas internacionais, pode-se destacar Romeo e Marzol (2014) que buscaram analisar o regime dos ventos e a ocorrência dos nevoeiros no aeroporto de Los Rodeos, em Tenerife. Os resultados encontrados pelos autores mostram a predominância de ventos alísios do nordeste durante quase todo o ano no setor da ilha onde o aeroporto está localizado. Com relação a ocorrência dos nevoeiros, são em média 82 dias por ano e a ocorrência é de 1 a cada 4 dias, fazendo com que o aeroporto ficasse encoberto em alguns momentos por dia. Os autores observaram também um aumento no número de ocorrências de nevoeiros nos últimos anos (2000-2003), no verão e no período sazonal, em que mais ocorrem nevoeiros (36%).

Além de identificar a ocorrência dos nevoeiros e sua quantificação na região de Tarapacá, no Chile, Cereceda et al. (2002) classificaram os tipos de nevoeiros. Os autores encontraram

três tipos recorrentes, sendo eles: nevoeiro de radiação, nevoeiro advectivo e nevoeiro orográfico. O primeiro tipo se forma nas noites frias e nas manhãs de inverno e tem pequena duração no tempo. O nevoeiro advectivo ocorre no oceano longe do continente e é transportado pelo vento até a costa. O nevoeiro na região de estudo dos autores é mais constante e, ainda, se forma na encosta de barlavento voltada para o mar, é local e relacionado a altas montanhas ou formas especiais de relevo e litoral.

No Rio Grande do Sul, a barlavento da Serra Geral, os nevoeiros ocorrem em 90 dias. Junho é o mês de maior frequência dos nevoeiros no estado, no entanto, o mês de novembro ocorre com menor frequência, visto que este mês faz parte do trimestre menos chuvoso para o estado (SERRA, 1978). Os nevoeiros no litoral gaúcho foram estudados por Berger, Krusche e Rodrigues (2006) que analisaram os nevoeiros de advecção em Rio Grande. Oliveira e Foster (2007) avaliaram a ocorrência dos nevoeiros de radiação em Pelotas. De Paula (2015) estudou e caracterizou os nevoeiros para a cidade de Santa Maria, RS e encontrou como resultado que os nevoeiros sem precipitação são mais frequentes entre as 09 e 14 UTC, sendo mais comum no outono e no inverno, já os com precipitação ocorre de maneira uniforme ao longo do ano.

A dinâmica atmosférica na ocorrência dos nevoeiros e nuvens estratos foi estudada por Fedorava, Levit e Fedorav (2008) para a costa do nordeste e sul do Brasil. Para a região Sul, na cidade de Pelotas, os autores identificaram duas condições sinóticas na ocorrência de nevoeiro. A primeira consiste na atuação da alta pressão polar no oceano Atlântico com deslocamento sudoeste para o leste/nordeste da América do Sul e ao mesmo tempo tem a atuação de uma baixa pressão no norte da Argentina.

Segundo os autores, os nevoeiros podem ocorrer tanto com a atuação direta do Anticiclone, quanto com a atuação da baixa pressão. No entanto, os nevoeiros associados a baixa pressão são mais frequentes na estação quente (verão) com 41% dos casos. Os nevoeiros associados a alta pressão correspondem a 34% e geralmente associado quando o nevoeiro estava a oeste da alta pressão. Quando tem o domínio da baixa pressão os nevoeiros são mais frequentes a leste e sudeste da baixa. A segunda condição sinótica tem a atuação da zona frontal no sudeste da América do Sul, predominantemente os nevoeiros estão associados às frentes frias e podem ocorrer antes ou depois da passagem. Em eventos de frentes quentes os nevoeiros também podem ocorrer, porém esse sistema sinótico é mais raro na região de estudo dos autores.

Custardoy et al. (2014) buscaram analisar a correlação da água coletada de nevoeiros passivos na Serra de La Albera, na região da Península Ibérica, com os padrões de circulação atmosférica. Os autores observaram que situações advectivas de origem marinha têm o maior

número de dias de correlação com os nevoeiros, porém os tipos ciclônicos apresentam maior volume de água coletada. Situações anticiclônicas também têm boa relação com os dias com nevoeiros, mas sem a captação de água.

Contudo, os nevoeiros são variáveis no espaço e no tempo e o seu processo de formação faz com que tenham diversas classificações na literatura. Figueira (2008) ressalta que em algumas regiões são privilegiadas pela ocorrência de nevoeiros. Essas regiões são áreas montanhosas e com velocidade de vento mais intensas. Arcova et al. (2012) corroboram que os nevoeiros possuem importância hídrica em localidades onde eles são mais frequentes.

4.5 PRECIPITAÇÃO OCULTA: DEFINIÇÕES, ESTIMATIVAS E IMPORTÂNCIA ECOLÓGICA

No sentido geográfico, a precipitação é entendida como meteorológica, porém devemos considerar também o termo precipitação oculta, que são gotículas de água que não caem, mas mantêm um suprimento de água para o solo. A precipitação e hidrometeoro são quase sinônimos, ou seja, meteoro é um fenômeno físico natural, excluindo as nuvens, observado na atmosfera ou na superfície, consistindo de um conjunto de partículas líquidas ou sólidas, em queda ou em sua extensão na atmosfera, levantado à superfície pelo vento ou depositado nos objetos do solo ou na atmosfera livre (VIDE, 1999).

Para a WMO (1975), o depósito de gotas do nevoeiro é um hidrometeoro que ocorre especialmente em altas altitudes onde nuvens orográficas são frequentes. A intensidade do depósito depende da duração e granulometria do nevoeiro (ou nuvens) e da velocidade de impacto das gotículas. Também é uma função da molhabilidade¹¹ e interceptação de objetos, o qual é particularmente alto para folhas de coníferas. Quando o fenômeno é marcado, as gotículas coletadas correm juntas e gotejam no chão. Em certas regiões, a quantidade de água que cai das árvores durante uma única noite pode ser o equivalente à quantidade de chuva moderada (WMO, 1975).

Spink e Parson (1990) mencionam que a precipitação oculta é qualquer deposição d' água de nuvens, nevoeiros ou névoa na superfície terrestre não registrada por pluviômetros convencionais. Neste ponto de vista, Boladón (2003) também reconhece que as precipitações ocultas são todas aquelas contribuições ocultas de água ou solo, ou as plantas que não podem ser medidas com instrumentos convencionais, como o pluviômetro.

¹¹ Molhabilidade: período de molhamento da superfície que inclui o período de evaporação do orvalho (TUBELIS; NASCIMENTO, 19484).

Figueira (2008) também considera a precipitação oculta como sendo um fenômeno decorrente da formação do nevoeiro. Entretanto, o nevoeiro precisa conter água e tempo suficiente para que as gotas possam precipitar. Esse fenômeno ocorre a partir da deposição de gotas de água quando as nuvens entram em contato com algum obstáculo (FURTADO, 2009).

Ainda o referido autor destaca que,

A precipitação oculta pode ser entendida como a capacidade que a vegetação (ou outro objeto, natural ou não) tem de, por um processo de impacto ou colisão, capturar as minúsculas gotículas de água existentes no nevoeiro e que na sua ausência seriam mantidas em suspensão na atmosfera (FIGUEIRA, 2008. p.56).

Precipitação oculta é um fenômeno que pode ocorrer em qualquer local. Entretanto, é preciso que o nevoeiro contenha água líquida suficiente, o tempo de duração do nevoeiro precisa ser suficiente para que as gotas possam precipitar, o vento seja forte e que permita a vegetação capturar essas gotículas (FIGUEIRA, 2008). A precipitação oculta também é conhecida na literatura, conforme Prada (2016), como precipitação horizontal, potencial hídrico dos nevoeiros, precipitação por interceptação direta da água das nuvens. Ocorrendo só na presença simultânea de nevoeiro.

Recentemente, Mager et al. (2016) reforçam esse conceito em sua pesquisa, e ainda salientam que a precipitação oculta é potencialmente importante para a precipitação total através da interceptação de gotas de água na superfície das plantas. Nessa mesma linha dos autores supracitados, para esta pesquisa entende-se precipitação oculta como toda a contribuição de água que não é coletada por pluviômetros convencionais. Assim, a precipitação oculta pode estar relacionada apenas à contribuição dos nevoeiros, como também a água interceptada pelo coletor oriunda da chuva (garoa) e nevoeiro, desde que não mensurada pelo pluviômetro convencional. Pois, entende-se que apesar do pluviômetro convencional não registrar, algum obstáculo (vegetação) conseguiria interceptar essa água o que se configura como precipitação oculta.

A precipitação oculta é entendida por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) como precipitação sob a forma de nevoeiro ou chuvisco que normalmente não são registrados por um medidor de chuva padrão. O chuvisco (ou garoa) é considerado por precipitação bastante uniforme em gotas de água muito finas (diâmetro menor que 0,5 mm) muito próximos um do outro, caindo de uma nuvem (WMO, 1992).

Assim, nesta pesquisa foi considerada por precipitação oculta a soma da água coletada pelo nevoeiro quando não ocorre precipitação pluvial e o nevoeiro associado à garoa quando

ocorre simultaneamente, porém somente quando não é registrado pelo pluviômetro convencional (CÁRDENAS; TOBÓN; BUYTAERT, 2017). Utilizou-se esse conceito pois muitos autores relatam a dificuldade de separar essa garoa dos nevoeiros pelo coletor (RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008; MAGER et al., 2016).

Em alguns lugares, como em zonas semi-áridas e áridas, a quantidade de água depositada no solo por meio desses fenômenos meteorológicos é uma importante fonte alternativa de água (MOTECINOS; PILAR; RIVERA, 2018). Soto (2000) destaca que as gotas de água em suspensão, em muitas regiões, é a única fonte de água. Nesse sentido, a atmosfera com o maior teor de umidade, permitiu o desenvolvimento de uma série de comunidades biológicas ao longo da extensa costa árida do Chile e Peru.

Além de uma fonte de água para as plantas, Spink e Parson (1990) reconheceram que a precipitação oculta é uma importante fonte de nutrientes, conclusões semelhantes foram obtidas por Nyaga, Neff e Cramer (2015) para a região da costa oeste da África do Sul. Ademais, Schemenauer e Cereceda (1994), consideravam que a contribuição do nevoeiro por interceptação da vegetação é importante no processo de deposição de umidade no solo e nutrientes em bacias hidrográficas em altitudes.

A água captada dos nevoeiros possui diversas aplicações, tanto para agrícolas (CROFT, 2003) como na irrigação de hortas de subsistência e fruticultura (BALODÓN, 2003). O abastecimento de água potável às famílias, populações pequenas, favorecimento de água potável para baixo custo, também é uma contribuição importante dos nevoeiros (BALODÓN, op.cit.).

Prada (2008) salienta que em regiões com nevoeiros intensos, a água contida nessas massas de ar pode constituir um importante complemento das fontes tradicionais de abastecimento. Considerando que a água coletada dos nevoeiros é potável, Batisha (2015) ainda reconhece que é uma maneira sustentável e de baixa tecnologia o que auxilia a colheita do nevoeiro pela comunidade local. De acordo com Figueira (2009), a captura de água atmosférica como recurso para utilização humana através de captadores artificiais é muito antiga e, provavelmente, inspirado no gotejamento de água das árvores, dos arbustos em áreas onde há ocorrência de nevoeiro e ventos intensos, permitindo a movimentação do ar.

Ainda deve-se considerar que a precipitação oculta contribui para o abastecimento dos aquíferos (BALODÓN, op. cit.). Nesse mesmo sentido, favorece o balanço hídrico local, conforme apontam Mager et al. (2016). Além dos nevoeiros contribuírem para a precipitação oculta, sua ocorrência também tem importância, como no aumento da umidade do ar onde ocorrem (MAGER et al., op.cit.), principalmente em regiões mais áridas. O nevoeiro também

atua no balanço de radiação. Na radiação de onda longa, o nevoeiro absorve e irradia, enquanto na radiação de onda curta, ele atua refletindo ou absorvendo à radiação (LUNDQUIST; BOURCY, 2000).

A interceptação e a quantificação dos nevoeiros vão além de estudos por razões hidrológicas, sendo importante também para os estudos ecológicos (MCJANNET; WALLACE, 2006). Um desses serviços é a contribuição positiva para o balanço hídrico, quando ocorre a condensação do vapor d'água nas copas das árvores. O entendimento da contribuição da água dos nevoeiros auxiliará no equacionamento de soluções e planejamento ambiental sustentável (PEREIRA; VALCARCEL; BARBOSA, 2016).

A coleta da água do nevoeiro pode ser feita por uma ampla série de equipamentos, na sua maioria de fabricação artesanal, conforme apontam Bruijnzeel, Eugster e Burkard (2005). Assim, para os autores não existe um único instrumento que possibilita estudar todas as possíveis medições desejadas ou necessárias para as pesquisas sobre a quantificação da água dos nevoeiros. Os equipamentos utilizados por pesquisadores geralmente são planos ou cilíndricos e utilizam uma malha de polipropileno para a superfície de captação de água. Os dois modelos funcionam com o mesmo princípio. Quando a água passa pela superfície coletora é retida, assim formando gotas maiores até que com a ação da gravidade essa gota seja drenada para o local de armazenamento da água (ARCOVA, 2013).

Corroborando com os autores supracitados, Ritter, Regalado e Aschan (2008) também mencionam que quantificar a água coletada pela vegetação não é tão simples. Os autores reconhecem dois métodos tradicionais e básicos de medição da precipitação oriunda dos nevoeiros. Um é por meio dos coletores artificiais de nevoeiros, o outro é a medição realizada pela interceptação florestal. Para os autores, com o coletor artificial é possível observar a frequência e a quantidade de precipitação oculta que o coletor pode capturar, no entanto os coletores não dão o real potencial das copas das árvores, pois cada uma apresenta uma única situação de coleta de água.

Conforme exposto por Ritter, Regalado e Aschan (2008), Mager et al. (2016) também reconhecem que a precipitação oculta se torna difícil de se quantificar. Nesse sentido, os autores ainda colocam que a precipitação do nevoeiro ocorre no plano horizontal, e em contrapartida a precipitação pluvial (chuva) ocorre no depósito vertical. Entretanto, a chuva pode ocorrer tangenciando o plano horizontal em decorrência do efeito do vento. Assim, fazendo com que os pluviômetros convencionais não captem de forma precisa essa chuva.

Arcova et al. (2012, p. 1219) salientam que “são necessários estudos visando conhecer o potencial de coleta de água dos nevoeiros no sítio, a frequência de ocorrência dos mesmos, os

aspectos relacionados à sazonalidade, dentre outros.” Os autores ainda sustentam que esses estudos são, geralmente, realizados com o emprego de coletores passivos de água de neveiros.

Os coletores cilíndricos foram utilizados por Estrela et al. (2008) para analisar a precipitação oculta na bacia ocidental do Mediterrâneo, na região de Valência, na Espanha. Arcova et al. (2012) também estudaram a coleta da água dos neveiros utilizando coletores cilíndricos na Serra do Mar no município de Cunha em São Paulo. No entanto, Arcova et al. (2012) aprofundaram-se e estudaram a eficiência dos coletores cilíndricos em três condições diferentes, sendo dois cobertos e um desprovido de cobertura. Os resultados encontrados mostraram que o coletor sem cobertura foi mais eficaz na coleta de água dos neveiros.

Mager et al. (2016) utilizaram coletores cilíndricos para quantificar a precipitação dos neveiros na região de Otago (Nova Zelândia). Ao longo de dois anos de coleta de dados, a uma altitude de 650 metros, os neveiros correspondem a 1,5% da precipitação total. Os autores também identificaram que os neveiros frontais, que antecedem a chuva, correspondem a 8,3% da precipitação total. Juntas, a precipitação do neveiro e a precipitação horizontal, que foi denominada assim pelos autores a água coletada pelos neveiros frontais, correspondem a 8,3% da precipitação total registrada no período.

Nessa linha, Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) ao pesquisarem a precipitação oculta na cordilheira dos Andes Colombiano (latitude entre de 4°40'00'' até 6°40'00'' aproximadamente) descartaram os eventos de precipitação oculta ocorridos ao mesmo tempo que os eventos de chuva, quando a velocidade do vento foi superior a 4m/s. Embora os coletores de neveiros cilíndricos tivessem cobertos com uma placa, os autores preferiram desconsiderar esses dados em função da possibilidade de estarem associados aos efeitos da velocidade do vento e não em decorrência dos neveiros.

Nesse sentido, Arcova (2013) menciona as vantagens e desvantagens dos modelos de coletores de neveiros. Assim, os coletores que usam a malha de malha de polipropileno são mais simples e têm baixo custo, além de ter fácil instalação. No entanto, o modelo de coletor construído com uma estrutura tipo harpa têm a confecção mais complexa e mais cara fica a construção, pois demanda maior tempo na construção.

Arcova (2013), corroborando com Schemenauer e Cereceda (1995) e Holwerda, Bruijnzeel e Scatena (2010), aponta que em condições de neveiros de curta duração e/ou de baixo teor de umidade e/ou de velocidade do vento reduzida, o coletor plano apresentou melhor desempenho que o cilíndrico. Gulpepe et al. (2007) colocam que o modelo de coletor SFC é original dos climas costeiros e áreas desérticas, que transforma o neveiro transportado pelo

vento em água. O princípio do funcionamento do coletor de nevoeiro consiste em uma ideia simples, onde uma rede de malha fina é colocada em sentido oposto à direção do vento que carrega as gotas de nevoeiros, de modo que a água se condense nos filamentos até a precipitação.

Nesse sentido, o modelo de coletor plano mais utilizado pela literatura foi desenvolvido por Schemenauer e Cereceda (1994) e batizado como SFC (*standard fog collector*), que posteriormente deu embasamento a várias pesquisas ao longo do mundo como na Ilha da Madeira por Prada e Silva (2001), no Chile por Cereceda et al. (2002) e por Custardoy et al. (2014) na Região Sudoeste da Península, por exemplo. Conforme Batisha (2015) esse tipo de coletor já foi usado em 40 países para medir o fluxo do nevoeiro.

Batisha (op. cit.) ainda coloca que o coletor SFC é usado em estudos que visam avaliar a quantidade de água de névoa que pode ser coletada em uma determinada região. A construção do coletor é feita com um painel de malha plana, cuja superfície é de 1 X 1 m², com uma base 2 m acima do solo. O coletor deve ser instalado perpendicularmente à direção do vento, que é associado à ocorrência de neblina.

No estudo de Prada e Silva (2001), a precipitação oculta foi quantificada na Ilha da Madeira em Portugal por meio de duas técnicas. Uma consistiu em medir a precipitação sob uma árvore e a segunda utilizando o coletor de nevoeiro padrão SFC com dimensões de 1X1 similar ao modelo proposto por Schemenauer e Cereceda (1994).

A região de Tarapacá, no Chile, foi estudada por Cereceda et al. (2002). Os autores coletaram dados dos nevoeiros de dois coletores modelo SFC instalados um na costa a 850 metros de altitude e outro na estação de Tillandsias a 12 km da costa a 1050 metros de altitude. Para o período de coleta de 1997 a 2001, o fluxo diário de água coletada foi de 8,5 l/m²/dia na costa e 1,1 l/m²/dias para o ponto mais afastado da costa. Assim, os autores concluíram que quanto mais próximo ao oceano maior vai ser a coleta de água dos nevoeiros. Nos meses de julho a setembro (entre o inverno e início da primavera) ocorrem as maiores taxas de coletas de água.

Uma adaptação do modelo de coletor desenvolvido por Schemenauer e Cereceda, 1994 foi utilizada por Oliver e Rautenbach (2002) África do Sul em dois locais distintos. Com o intuito de coletar água para a população local, os autores ampliaram a área de coleta dos nevoeiros. Os resultados apresentados pelos autores indicaram que a coleta de água na costa oeste foi em média 4,6 l/m²/dia, em oposição o coletor instalado ao norte o valor médio diário foi de 2l/m²/dia. Entretanto, para o segundo ponto, o volume de água coletado pelo nevoeiro foi de

88% da água precipitada total e no ponto da costa oeste foi cerca de 25% da precipitação total do período de análise.

O coletor de nevoeiro SFC também foi usado por Custardoy et al. (2014) para analisar a quantidade de água em diferentes locais na Região Sudoeste da Península Ibérica. As taxas de água coletadas nessas regiões são de 7,1 l/m²/dia. a 0,8 l/m²/dia, sendo que o coletor em maior altitude obteve as maiores taxas coletadas para o período analisado (janeiro de 2010 a abril de 2011) com 2500 l/m². Os autores também observaram que em altitudes próximas aos 500 metros tiveram taxas de coleta consideráveis.

Arcova et al. (2016) destacam que nas pesquisas sobre o potencial hidrológico dos nevoeiros, além das medições realizadas com a ajuda de aparelho, são usados outros tipos de informações, como as observações visuais. Ainda de acordo com os autores, os estudos normalmente são realizados em áreas remotas, onde as observações fogem de uma padronização metodológica e são feitas, muitas vezes, em conformidade com os recursos humanos disponíveis e adaptadas às condições do sítio.

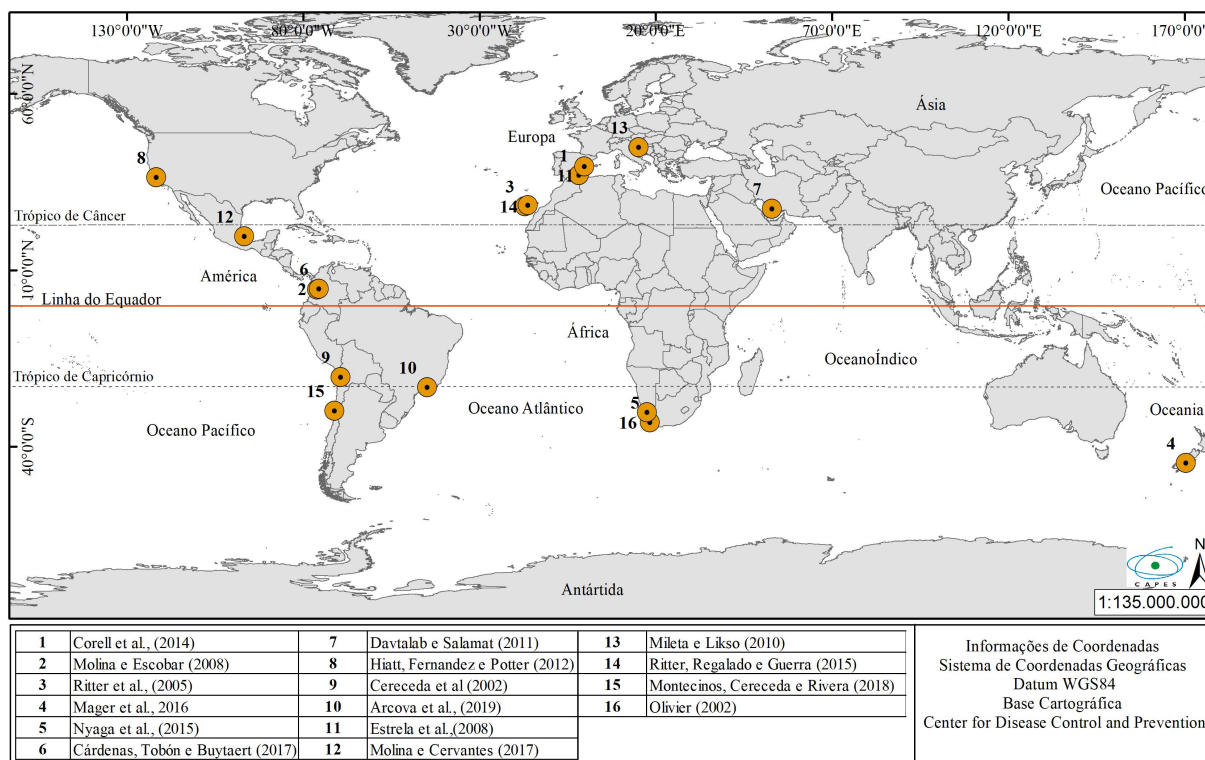
Para Cereceda, Schemenauer e Valencia (1992), no Chile, a geomorfologia costeira desempenha um papel importante na interceptação das constantes nuvens stratocumulus que se formam sobre o Oceano Pacífico. O relevo atua como uma parede intransponível de vertente abrupta que obriga a massa de ar úmida ascender, processo que adensa o nevoeiro. Lundquist e Bourcy (2000) também ressaltam que o desenvolvimento nevoeiro está intimamente ligado à topografia local.

Nesse sentido, além das condições locais como altitude e proximidade do oceano, os atributos climáticos também interferem na ocorrência de nevoeiros, conforme apontam Ritter et al. (2005). Para os referidos autores as condições meteorológicas que têm maior influência são: velocidade e direção do vento; duração e frequência dos nevoeiros; e as características do nevoeiro como distribuição do tamanho da gota e o teor de água líquida. Em relação aos fatores físicos do local a orografia, a altitude e a orientação da vertente também se destacam na influência.

As pesquisas sobre a quantificação da precipitação oculta se espalharam pelo mundo, entretanto, elas predominantemente ocorrem na região costeira, em praticamente todos os continentes, exceto na Antártida e com maior destaque para o continente Americano e Europeu. Na América, a costa oeste evidencia a maior quantidade de pesquisa, como na costa da Califórnia (HIATT; FERNANDEZ; POTTER, 2012), na América do Norte. Na América do Sul, a Costa Chilena se destaca como um dos pontos mais estudados sobre a precipitação

oculta, como os estudos feitos por Cereceda et al. (2002) e Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), como observa-se na Figura 18.

Figura 18: Distribuição Global dos estudos sobre a coleta da água dos nevoeiros.



Elaboração: Autora.

Na região das Ilhas Canárias e na costa sudoeste da Espanha também se distingue por trabalhos que buscam quantificar a coleta de água dos nevoeiros. As Ilhas Canárias têm como um dos principais motivos para o estudo da precipitação oculta, a utilização para fins agroflorestais, em locais onde as chuvas são escassas. Na costa sudeste da Espanha, na Península Ibérica, o estudo sobre a precipitação oculta é dedicado na busca de novas fontes alternativas de água, devido a região apresentar características árida e semi-árida, com pouca precipitação pluvial e períodos de seca (CORELL et al., 2014).

Além dos autores supracitados, Schemenauer et al. (1988), Schemenauer e Cereceda (1991, 1993), Cáceres et al. (2007), Hiatt et al. (2012) e Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) também colocam que além dos nevoeiros, a coleta de água é influenciada por outros atributos climáticos como a velocidade e direção do vento, e umidade relativa e ou depressão do ponto

de orvalho, que é a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (MONTECINOS; CERECEDA; RIVERA, 2018). Apesar dos atributos climáticos estarem relacionados aos registros de nevoeiros e precipitação oculta, Hiatt et al. (2012) colocam que poucos estudos se baseiam na ocorrência de névoa e as condições meteorológicas existentes.

No estudo de Estrela et al. (2008), a velocidade do vento foi um fator importante para a captura de água dos nevoeiros, sendo que os ventos leves e fracos fornecem baixas taxas de quantidade de água. Os ventos mais fortes, de até 50 km/h, fornecem maiores taxas de água coletadas. Essa influência também foi reconhecida por Cereceda (2014). A autora reforça que a velocidade do vento atua no potencial de coleta da água do nevoeiro. Em via de regra, conforme maior a velocidade do vento, mais gotas de água passaram pela malha que captura o nevoeiro e assim, será recolhido pela superfície.

Além da velocidade do vento, a altitude foi um grande fator que contribuiu para a coleta da água dos nevoeiros na região Sul da Colômbia, na Cordilheira dos Andes, estudada por Molina e Escobar (2008). Assim, os referidos autores encontraram a maior taxa de coleta a 1838 metros, onde a coleta diária obteve uma média de até 6,0 l/m²/dias no mês de junho, mês de maior coleta. Os autores ainda colocam que o nevoeiro orográfico é o principal tipo de nevoeiro na área de estudo e auxilia na maior contribuição, associado ao efeito do vento, que conforme maior a altitude é mais a velocidade do vento. A maior velocidade do vento em altitude ocorre devido ao gradiente negativo de pressão produzido pelo levantamento da massa de ar. A direção do vento também é importante para a coleta de água, sendo que a eficiência da coleta vai ser maior quando for perpendicular à direção do vento.

Hiatt et al. (2012) buscaram entender a relação dos atributos climáticos com a deposição do nevoeiro nas regiões costeiras central e sul da Califórnia (EUA) para os anos de 2010 e 2011 (verão). Assim, os resultados apresentados pelos autores mostraram as variáveis com a maior influência da deposição de precipitação oculta foram velocidade e direção com vento e desvio do ponto de orvalho.

Davtalab, Salamat e Oji (2013) investigaram a potencialidade da captação de água da umidade do ar na região da costa sul do Irã - costa norte do Golfo Pérsico e Mar de Omã. Para estimar a coleta de água, os autores utilizaram dados de temperaturas de bulbo úmido e seco, temperatura do ponto de orvalho, umidade relativa e a direção e velocidade do vento (a cada 3 horas) para o período de oito anos de 1992 até 1999 de 10 pontos distribuídos ao longo da costa, entre as altitudes de 4 e 655m. Os resultados apresentados pelos autores mostraram que a região tem potencial para a coleta de água dos nevoeiros. No entanto, este potencial varia em cada local. Os pontos mais próximos da costa possuem o potencial máximo no verão,

devido a evaporação da água. Nos pontos mais afastados da costa tem o potencial máximo foi no inverno.

Ritter, Regalado e Guerra (2015) quantificaram a coleta da água de nevoeiros nas Ilhas Canárias, na ilha Tenerife, durante o período de 2012 e 2013. Além do rendimento da água dos nevoeiros, os autores abordaram a relação da precipitação oculta e as variáveis meteorológicas, porém os resultados não estabeleceram uma relação entre essas variáveis. No entanto, os autores observaram que os maiores volumes de água da névoa coletada estão associados a velocidades mais altas do vento e menor radiação solar.

A Costa Chilena tem diversos estudos sobre a ocorrência de precipitação oculta e nevoeiros, o mais atual, até então, foi realizado na região de Coquimbo, na Cordilheira da Costa por Montecinos, Cereceda e Rivera (2018). O estudo foi feito por um ponto de coleta localizado a 43 km. Instalado a 1000 m de altitude, o modelo do coletor foi SFC acoplado a um pluviômetro juntamente com sensores de direção e velocidade do vento e de temperatura e umidade relativa do ar. Para o período de coleta de julho de 2014 a junho de 2015, o valor total anual foi 1055 l/m²/ano (1055 mm/m²/ano).

Para a região de estudo, os autores supracitados encontraram que a precipitação oculta ocorre nos períodos de menor variação da temperatura do ar e umidade relativa do ar, com altos valores de UR e baixa temperatura do ar. O aumento da velocidade do vento também está associado à coleta de precipitação oculta. Além disso, os autores reconhecem que coleta da precipitação oculta e a presença de névoa nem sempre são eventos simultâneos, uma vez que a coleta pode ocorrer após a interrupção do evento de névoa.

Predominantemente, nos estudos acima listados, os autores evidenciam que as medidas de ventos (velocidade e direção) são as variáveis meteorológicas que mais tem interferência na coleta de água dos nevoeiros. A velocidade do vento associada a outros fatores como altitude e proximidade com o oceano podem influenciar para o aumento da água coletada pelos coletores. A direção do vento varia conforme o tipo de coletor utilizado, pois nos coletores planos a direção tem influência direta na coleta de água.

Tanto as condições de velocidade e direção do vento, quanto às características de temperatura e umidade relativa do ar ocorrem devido ao tipo de sistema atmosférico atuante no local. As características dessas massas também vão influenciar nas formações dos nevoeiros. No entanto, para Louw, Heerden e Olivier (1998) a frequência de ocorrência dos nevoeiros depende de fatores regionais, como a distribuição dos centros de altas e baixas pressões, enquanto a direção e a velocidade do vento são mais influenciadas pelo relevo e microtopografia da área.

Para Croft (2003) a circulação atmosférica é responsável pelas características dos nevoeiros, influenciando na extensão, intensidade e duração dos mesmos. Nesse contexto, o autor cita que os nevoeiros podem ser formados em alta e baixa pressão, à frente da frente quente e atrás da frente fria. Na atuação de um centro de alta pressão o nevoeiro ocorre devido à umidade em superfície combinada com o resfriamento noturno. Quando tem a atuação do centro de baixa pressão e sistemas frontais, a formação do nevoeiro é introduzido pela precipitação ou resfriamento

No estudo de Louw, Heerden e Olivier (1998) na vertente leste da Província do Norte da África do Sul, foram identificados quatro sinóticos padrões associados aos nevoeiros de alta altitude. Os quatro sistemas sinóticos distintos podem produzir quantidades de nevoeiro ou nuvens baixas ao longo da costa oriental. Os autores concluíram que a localização geográfica, intensidade e movimento de um forte sistema de alta pressão perto da África do Sul sempre têm papel dominante.

A primeira condição de circulação atmosférica para a ocorrência de nevoeiros é a movimentação da alta tropical do Atlântico sobre o leste e sul da África do sul, ao mesmo tempo que se forma um centro de baixa pressão sobre o interior do país. Esse movimento da alta pressão faz com que o ar úmido do Pacífico escoie sobre a costa, com ventos do quadrante leste e nordeste e associado a altitude se forme os nevoeiros e nuvens estratos baixas. Essa condição ocorre em 25% dos eventos de nevoeiros. A outra condição atmosférica também está ligada a um centro de alta pressão, a alto do Pacífico, que se localiza a leste do país. Essa condição, que ocorreu em 40% dos dias, tem o fluxo dos ventos de nordeste sobre a encosta norte do país, provocando condições de nebulosidade e nevoeiros.

A terceira condição sinótica relacionada aos nevoeiros foi associada com a advecção de ar marítimo frio (massa polar) do sul que ocorre após a passagem de uma frente fria. Esse sistema pós-frontal está associado a 30% dos eventos de nevoeiro. A última condição sinótica encontrada por Louw, Heerden e Olivier (1998), representa apenas 5% dos eventos relacionados a esse tipo de circulação, que também está relacionado ao sistema de alta pressão. Essa alta pressão se estabelece ao sul do país, estendendo-se do Atlântico ao Oceano Índico, e mantém fluindo de sudeste para nordeste sobre o leste e nas regiões costeiras do sul. A alta pressão isola uma profunda baixa sobre o interior central do país com o resultado que o ar úmido tropical continental se move para o sul sobre as partes orientais do país. Os ventos de superfície da atuação dessa circulação são de sudeste, com velocidades de até 15 m/s, que formam os nevoeiros em função da encosta.

Em outro estudo na África do Sul, mas agora comparando a ocorrência de nevoeiros entre a costa oeste e leste, Olivier e Rautenbach (2002) buscaram entender a dinâmica da circulação atmosférica. Para a costa leste, os autores encontraram um sistema de alta pressão da costa leste da África e uma baixa pressão tropical no canal sul de Moçambique, que contribui para o fluxo terrestre do ar úmido de leste. No entanto, para a costa oeste os autores correlacionaram a ocorrência dos nevoeiros às brisas terrestres originárias do anticiclone do Atlântico Sul localizado relativamente distante ao sul do continente ou dos ventos de oeste e norte originário de uma baixa pressão costeira.

Diante disso, Cáceres et al. (2007) apontam que a circulação atmosférica regional também é responsável pela frequência de nevoeiros e o potencial de água extraída dele, além da temperatura da água do oceano e da estabilidade e intensidade dos processos de inversão térmica. Lupikasza, Niedzwiedz (2016) também reconhece que a ocorrência de nevoeiro depende, entre outras, das propriedades de uma massa de ar particular. Assim, ocorre a relação entre a circulação atmosférica na escala sinóticas e a frequência da névoa.

Cereceda (2014) coloca que os anticiclones ou os centros de alta pressão são um dos responsáveis pela formação de nuvens e nevoeiro. No seu estudo, a autora dá ênfase ao anticiclone do Sudeste do Pacífico está presente ao largo das costas do Equador, Chile e Peru. A atuação do anticiclone produz uma inversão térmica por subsidência, isto é, o ar descendo da atmosfera superior que é aquecido por compressão, isso ocorre devido ao aquecimento adiabático das camadas intermediárias da atmosfera, causada pelo movimento descendente do ar dos centros de alta pressão.

No estudo de Marzol et al. (2010, 2011) nas Ilhas Canária e no Marrocos também apontaram que o maior número de registro de precipitação oculta estava associado aos nevoeiros que foram provocados pela atuação de uma alta pressão a oeste da área de estudo, no caso foi o Anticiclone dos Açores. No entanto, os autores observaram dois padrões distintos para a coleta de água. De maneira geral, a maior coleta de água em Marrocos e grande parte da coleta mensal nas Ilhas Canárias, ocorre pela atuação do Anticiclone do Atlântico Norte a oeste da ilha e um centro de baixa pressão sobre o continente africano. A outra condição, que condiz com a maior coleta de água nas Ilhas Canárias e com a menor coleta em Marrocos, ocorre quando, além da alta e baixa pressão anteriormente descrita, há uma alta pressão sobre o Saara. Segundo os autores, quando tem a atuação dos três centros de ações, ocorre forte gradiente barométrico nos meses de julho e agosto, que origina os ventos alísios moderados paralelos à linha costeira de Marrocos ou das montanhas em direção à costa.

Esses ventos impedem que a nuvem do atlântica sobre Marrocos, mas favorecem sua trajetória até às Canárias

Essa relação entre a ocorrência de nevoeiro e as massas de ar foi observada por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017). No estudo dos autores, há correlação positiva para os atributos climáticos como pressão atmosférica, radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar e velocidade do vento. Assim, os resultados podem ser explicados de uma perspectiva meteorológica, as condições de tempo aquecem as massas de ar locais, promovendo a sua fluabilidade para ser substituído por umidade e o ar mais frio da massa de ar ascendente sobre a montanha.

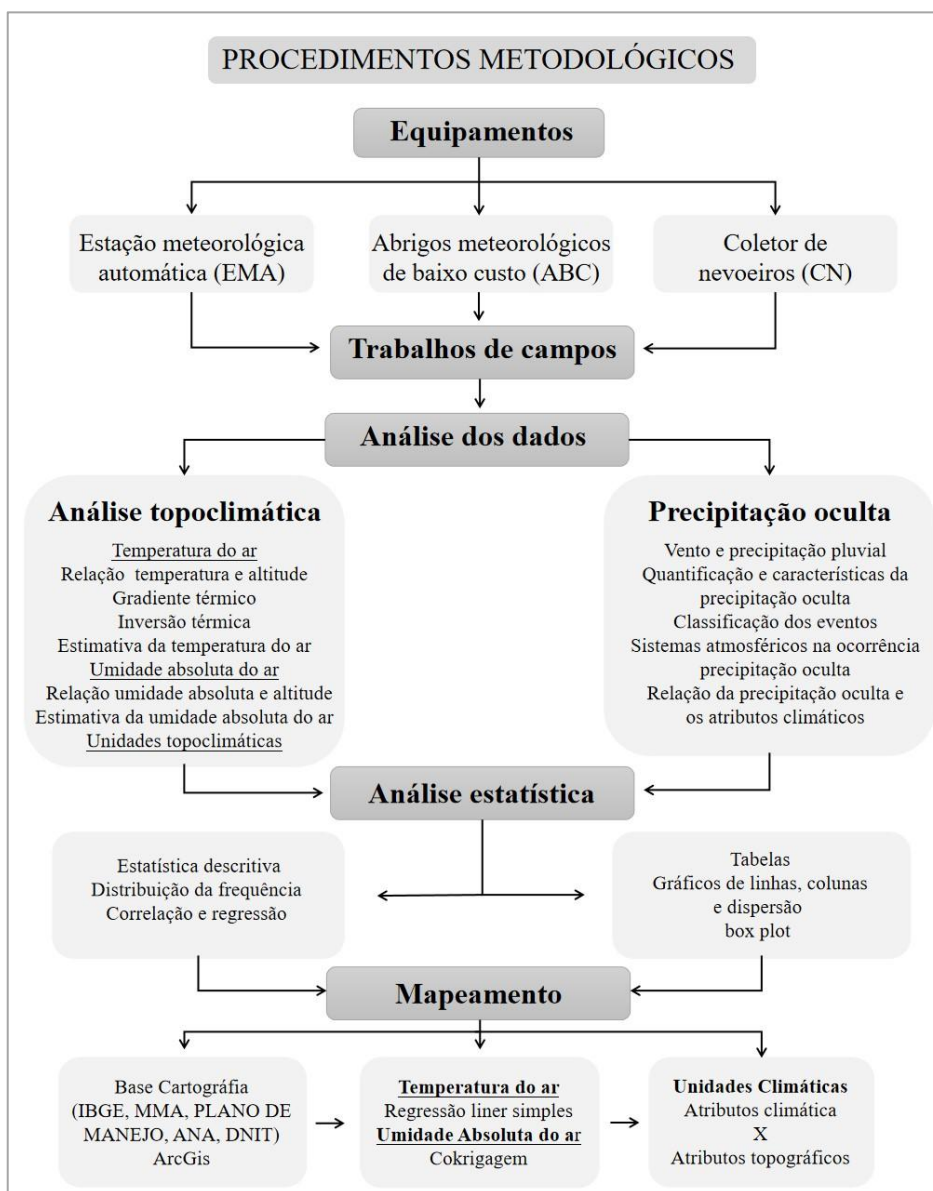
Além do estudo da condição sinótica para a ocorrência de nevoeiros voltado para o condicionamento de água para o abastecimento humano, como nos trabalhos de Marzol et al. (2010, 2011) e Cereceda et al. (2002), há algumas pesquisas que buscam analisar as condições atmosféricas para a coleta de água dos nevoeiros para o reflorestamento. Nesse caso se enquadra o estudo de Valiente et al. (2011), que além de quantificar a água dos nevoeiros buscaram analisar as condições atmosféricas para a sua atuação. O objetivo do estudo dos autores foi devido à necessidade de água para o desenvolvimento das espécies de vegetação durante o verão seco na bacia do Mediterrâneo, na região de Valência. Diante disso, os autores identificaram as condições sinóticas que favoreceram a ocorrência dos nevoeiros e atribuíram a associação do fluxo de ar úmido vindo do Mediterrâneo com a encosta da montanha na formação de nevoeiros. Assim, o processo de formação do nevoeiro é devido à elevação mecânica do ar da brisa do mar em condições de inversão térmica. Além dos nevoeiros associados aos sistemas frontais.

Nesse contexto, observou-se que o fenômeno de precipitação oculta é estudado pela literatura. Tanto no viés mais prático, para a captação de água para abastecimento humano e agricultura (FIGUEIRA, 2009) em regiões áridas, quanto para entender a gênese da ocorrência desse fenômeno (CUSTARDOY et al., 2014). Além disso, há estudos voltados para as questões ecológicas da precipitação oculta, como entrada de água no sistema contribuindo positivamente para o balanço hídrico (MCJANNET; WALLACE, 2006; PEREIRA; VALCARCEL; BARBOSA, 2016).

5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos foram separados em três etapas (Figura 19). A primeira refere-se aos equipamentos utilizados e os dados climáticos da pesquisa. A segunda etapa refere-se ao desenvolvimento dos trabalhos de campo, sendo apresentados quando ocorreram, os registros coletados em cada um, bem como as dificuldades encontradas. Por fim, os procedimentos de análises dos dados foram abordados na terceira etapa. Diante disso, com a análise dos dados, buscou-se a compreensão da dinâmica climática na área de estudo.

Figura 19: Fluxograma da estrutura metodológica utilizada na pesquisa.



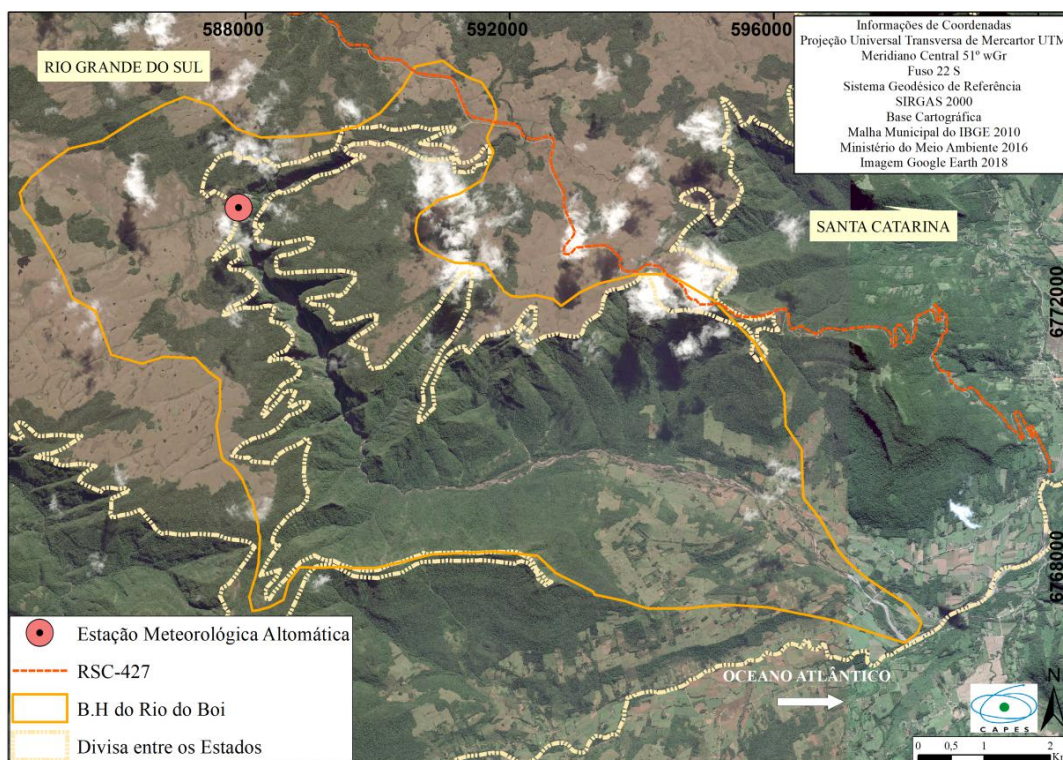
Elaboração: Autora.

5.1 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS E VARIÁVEIS ESTUDADAS

5.1.1 Estação Meteorológica Automática Móvel (EMA)

Para esta pesquisa, instalou-se a estação meteorológica automática móvel (EMA), modelo Campbell CR 1000, entre as coordenadas UTM de 587837,17 mE e 677228,26 mS e a uma altitude de 930 m (Figura 20). A EMA pertence ao Laboratório de Climatologia e Biogeografia da Universidade de São Paulo e foi instalada no primeiro trabalho de campo.

Figura 20: Localização da EMA na microbacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC.



Elaboração: Autora.

Galvani e Azevedo (2012) salientam que as EMAs permitem o monitoramento das mais diversas variáveis climatológicas com maior precisão e resolução, reduzindo os custos. Diante disso, o conjunto de sensores eletrônicos, por meio do processador digital, registra o monitoramento dos dados meteorológicos. Ainda de acordo com os autores, os registros meteorológicos em tempo real permitem tomadas de decisão mais precisas, o que vem a auxiliar no controle de vazão de rios e reservatórios e previsão de alagamentos. Na agricultura,

as EMAs facilitam a previsão de geadas, auxiliam no manejo de irrigação e aplicação de defensivos, como também no controle e previsão de incêndios, tanto florestais quanto os incêndios urbanos (GALVANI; AZEVEDO, 2012).

A EMA utilizada nesta pesquisa continha os seguintes sensores: *Datalogger*, pluviômetro de báscula, sensor de radiação global, saldo radimetro, sensor de temperatura e umidade do ar, sensor de velocidade e direção do vento (GOBO; GALVANI; WOLLMANN, 2018). Na Figura 21 verifica-se as condições da EMA instalada no campo, próxima ao cânion Itaimbezinho, no Parque Nacional de Aparados da Serra.

Figura 21: Estação Meteorológica automática instalada no campo.



Fonte: Trabalho de campo (2017).

A calibraem dos sensores da EMA pode ser vista em Gobo, Galvani e Wollmann (2018). Os registros referem-se  temperatura do ar (mínima, média e máxima), umidade do ar (mínima, média e máxima), radiação solar global, saldo de radiação, velocidade e direção do vento, velocidade máxima do vento, direção da velocidade máxima do vento e chuva total. Esses dados foram registrados no intervalo de 10 minutos e armazenados na própria estação para os futuros levantamentos dos registros.

5.1.2 Abrigos meteorológicos de baixo custo

Os abrigos meteorológicos utilizados obedecem ao modelo proposto por Armani e Galvani (2004) e testado por Hoppe et al. (2014) e Baratto, Galvani e Wollmann (2020). Dentro de cada abrigo foi instalado um termo-higrômetro eletrônico de marca *Instrutherm*, modelo HT500, para os registros necessários. O termo-higrômetro foi programado para registrar informações a cada 1 hora, sendo dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar e temperatura do ponto de orvalho. Esses dados foram registrados e armazenados na memória do equipamento até o levantamento no trabalho de campo.

Os abrigos meteorológicos foram instalados em seis lugares diferentes ao longo da RS-427, a qual faz divisa entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os locais de instalação dos equipamentos possuíam características semelhantes, variando a altitude. As coordenadas de cada ponto, bem como a sua altitude são observadas na Tabela 2.

Tabela 2: Coordenadas dos pontos em que se instalou os abrigos meteorológicos, bem como suas coordenadas e altitudes.

| PONTOS | COORDENADA | COORDENADA | ALTITUDE |
|-------------|------------|------------|----------|
| | UTM X | UTM Y | (m) |
| PONTO TESTE | 587837,2 | 677228,3 | 930 |
| PONTO 1 | 589568,8 | 6774006,5 | 923 |
| PONTO 2 | 594674,9 | 6771992,8 | 1006 |
| PONTO 3 | 596081,0 | 6771285,0 | 772 |
| PONTO 4 | 598129,0 | 6771436,0 | 495 |
| PONTO 5 | 600198,0 | 6769105,0 | 55 |
| PONTO 6 | 593049,0 | 6769262,0 | 196 |

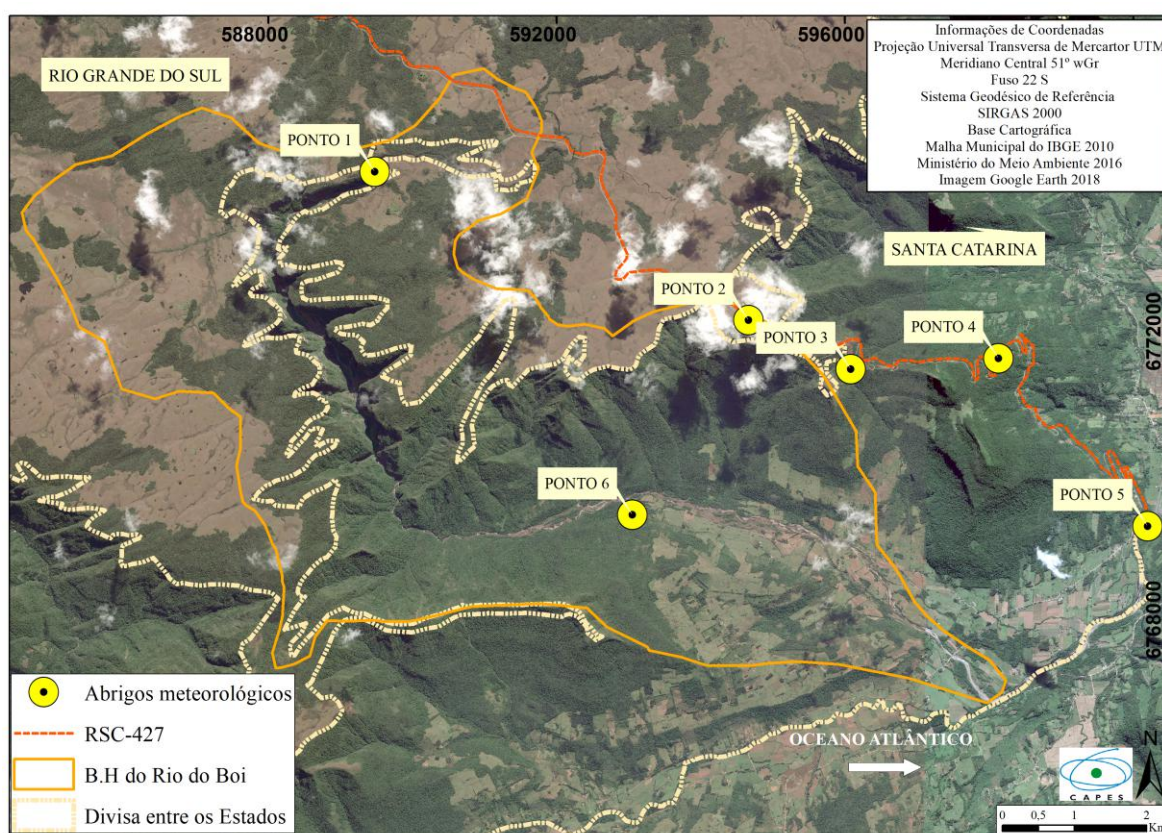
Fonte: Trabalho de campo (2017).

Org.: Autora

Devido aos abrigos serem instalados na estrada de divisa entre os estados, sendo um local de acesso da Serra para o Litoral e uma via com alta circulação de veículos, optou-se por instalar os equipamentos em lugares mais afastados da estrada, onde não fosse possível observá-los a partir dela, garantindo segurança. Assim, todos os abrigos foram instalados locais com cobertura vegetal, para ficarem o menos visível possível. Em vista disso, todos os abrigos obedeceram a essa mesma configuração e foram instalados aproximadamente a 1,50 metros do solo.

Armani e Galvani (2012) recomendam que os abrigos meteorológicos sejam instalados em ambientes microclimáticos de florestas, pois contribui para a melhor precisão dos equipamentos. Indo em conformidade com o que foi apontado por Santos, Moraes e Galvani (2015), que também recomendam a instalação dos abrigos meteorológicos no interior da mata, de modo a evitar a exposição direta à radiação solar, o que poderia induzir ao erro da medição. Os abrigos meteorológicos foram distribuídos na área de estudo conforme Figura 22.

Figura 22: Localização dos abrigos meteorológicos instalados para o monitoramento dos atributos climáticos.



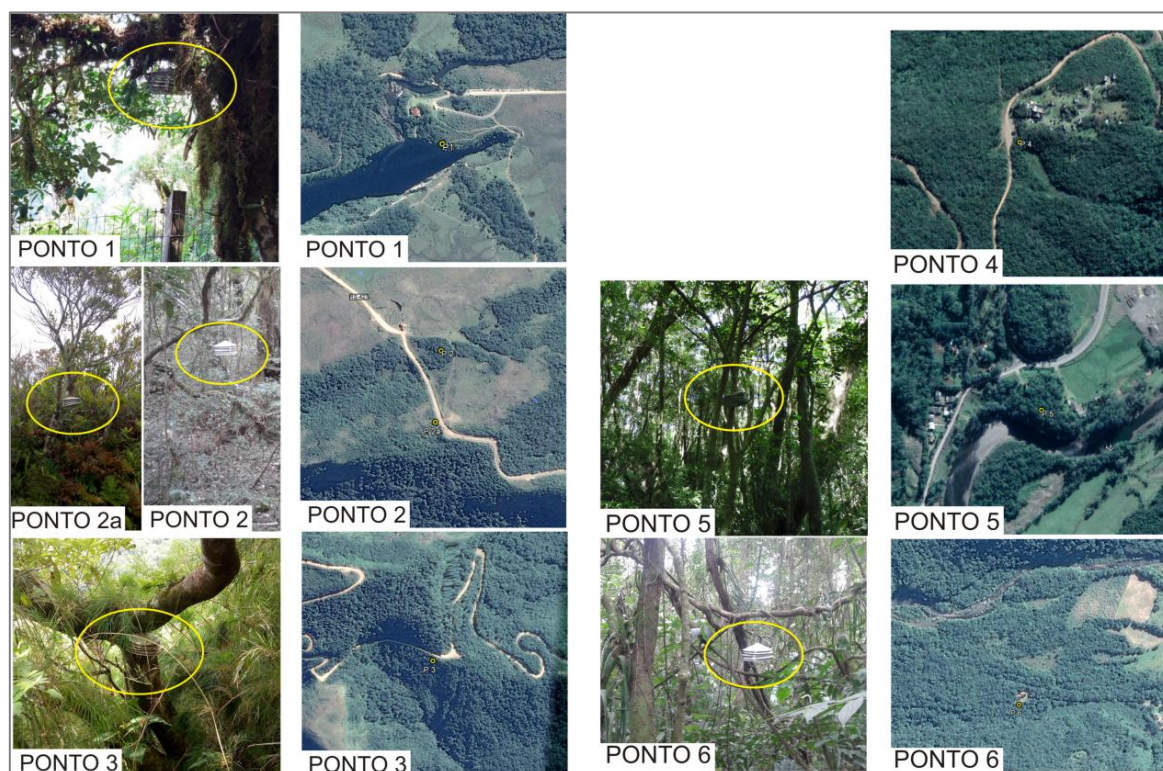
Elaboração: Autora.

Instalou-se o ponto 1 (P1) no Parque Nacional de Aparados da Serra, próximo à borda do Cânion Itaimbezinho. A vegetação nas proximidades do abrigo meteorológico era mais densa, com presença marcante de líquens. O ponto 2 foi fixado na divisa entre o Estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, como sendo o ponto de maior altitude.

O ponto 3 (P3) e 4 (P4) foram fixados nas proximidades da RS-427. O P3 foi instalado na encosta da serra, próximo a um mirante, o que facilitou o acesso ao abrigo. No ponto 4, o

abrigo meteorológico estava próximo a um posto da vigilância sanitária do estado de Santa Catarina, isso permitiu que o abrigo meteorológico estivesse em um local de maior segurança quanto a vândalos e extravio. Da mesma maneira que os outros abrigos meteorológicos, esses foram instalados em meio à vegetação, possuindo um dossel mais fechado, conforme observado na Figura 23.

Figura 23: Locais de instalação dos abrigos meteorológicos 1, 2 e 3 na B.H. do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Google Earth Pro (2018).
Elaboração: Autora.

Instalou-se o abrigo meteorológico do ponto 5 (P5) em uma propriedade privada, no início da subida da RS- 427 em direção ao PNAS. Esse ponto é o de menor altitude e tem nas proximidades um curso d'água, conforme Figura 25. O abrigo meteorológico do ponto 6 (P6) foi instalado em uma sede do ICMBio localizada no PNAS. Esse ponto está localizado no início do Cânion Itaimbezinho, local que também dá início a trilha do Rio do Boi. O P6 foi o abrigo que pode-se instalar mais próximo da abertura do Cânion. Diante disso, escolheu-se esse local devido à segurança, pois há presença de pesquisadores, analistas ambientais e guardas-parques, o que dificultaria o ataque de vândalos nos equipamentos.

5.1.3 Coletores de nevoeiros padrão

Os coletores de nevoeiros utilizados pertencem ao Instituto Florestal de São Paulo. Eles foram construídos por Arcova (2013), Arcova e Galvani (2014) e Arcova et al. (2019), conforme trabalho de Schemenauer e Cereceda (1994). Os coletores planos são construídos a partir de uma estrutura de ferro com área de captação de nevoeiro de 1 m². A estrutura de ferro da parte superior e inferior foram construídas com uma barra cilíndrica maciça de ½ polegadas de diâmetro e de 1,30 m de comprimento. Na parte superior e inferior são fixadas uma barra roscada de 5/16 de polegadas de diâmetro e com um metro de comprimento para que se possa passar o fio de poliamida (linha de *nylon*) (Figura 24).

Figura 24: Modelo de coletor de nevoeiro utilizado durante a pesquisa.



Fonte: Trabalho de campo (2017).
Org.: Autora.

Utilizou-se um pluviômetro para medição da água capturada por cada coletor, pois eles possuíam a leitura automática dos registros. Os registros são armazenados no próprio equipamento para leitura posterior, nos próximos trabalhos de campo. Essa também é uma recomendação de Cereceda (2014), pois possibilita o monitoramento contínuo da água capturada. Como o pluviômetro registra a precipitação em mm e a área de captação foi de 1m²,

a quantidade de água coletada pelo coletor é equivalente ao volume de l/m^2 (VAREJÃO-SILVA, 2006; MOLINA; ESCOBAR, 2008). Apesar de muitas pesquisas expressarem a quantidade de água em $litros/m^2$, nesta utilizou-se a unidade de medida em milímetros (mm).

Em primeiro lugar, realizou-se teste nos coletores de nevoeiros, sendo instalados juntos a Estação Meteorológica do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo (USP), para a aferição dos equipamentos. Os três coletores, que seriam usados posteriormente, foram instalados juntamente com os *Squitter* S1610. O período de aferição dos dados foi de 04/11/2017 à 06/11/2017. Durante esse período de observações, apenas um coletor obteve o registro da chuva, pois, nos demais, tivemos problemas quanto ao sistema de basculamento.

Posteriormente ao período de observação, os dados registrados nos coletores foram baixados e organizados em planilha eletrônica. Adquiriu-se as informações da estação meteorológica da USP por meio de solicitação junto ao Laboratório de Climatologia e Biogeografia da instituição. As informações da estação foram agrupadas com os registros do coletor para a análise e aferição dos dados no *Microsoft Excel 2016*.

No primeiro dia de teste (04/11/2017) o coletor registrou 198,24 mm, no entanto a EMA registrou 27,00 mm. No segundo dia (05/11/2017) apenas a EMA registrou 0,2 mm. No terceiro dia (06/11/2017), apenas o coletor registrou 0,25 mm. Esse registro, apenas no coletor no dia anterior à chuva, se deve ao fato da capacidade ser maior de armazenamento da balsa do coletor, sendo de 0,1 mm e a capacidade de armazenamento da balsa do coletor de 0,25 mm. Logo, o registro do coletor se deu apenas quando a capacidade da balsa foi completada.

No programa *Microsoft Excel 2016*, aplicaram-se análises estatísticas de correlação linear simples (r) e regressão linear para que pudesse ser aferido dos dados. Além disso, somou-se a precipitação total para os dias e para o período e pode-se verificar que o maior volume precipitado foi no dia 04/11/2017, para ambos os medidores. Diante disso, o coletor registrou um percentual de 7 vezes a mais de chuva registrada na EMA. Isso ocorreu devido ao fato de o coletor ter maior área de captação de água.

Ao aplicar os testes estatísticos, pode-se observar que o coeficiente de correlação entre os dados da estação meteorológica e do coletor de nevoeiro foi de 0,76, ou seja, 76%. Dessa forma, observou-se a eficiência do coletor junto à EMA, o que vem a contribuir para o andamento da pesquisa.

Para o desenvolvimento da pesquisa, instalou-se um coletor em uma área particular, nas dependências de um hotel. Este local foi escolhido devido ao fato de estar na cota de 491 metros, o que corresponde à metade da altitude da Serra. Esse local foi considerado seguro contra o ataque de vandalismo. Os outros dois coletores foram instalados no PNAS, um

fixado junto à EMA, localizado próximo à borda do cânion Itaimbezinho, e o outro em uma área mais afastada da borda do cânion.

Durante o trabalho de campo ocorreu uma nova adaptação ao coletor instalado próximo à EMA. Nesse coletor foi acoplado o pluviômetro de basculamento da estação meteorológica automática móvel, modelo TR525-mm, marca *Texas Instruments* (GOBO; GALVANI; WOLLMANN, 2017). Este equipamento tem capacidade de armazenamento de 0,1 mm de chuva, auxiliando na precisão dos registros de neveiros. Na Figura 25, os pluviômetros instalados a campo são apresentados, sendo o pluviômetro da esquerda o Squitter S1610 e o da direita o modelo TR525-mm.

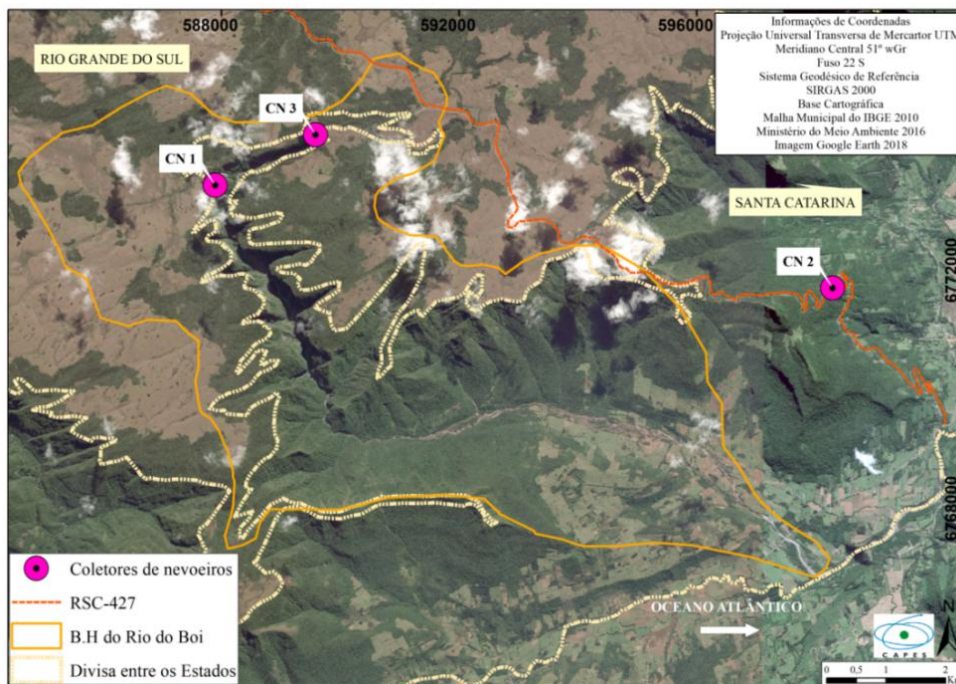
Figura 25: Pluviômetro modelo *Squitter* S1610 (esquerda) e Pluviômetro modelo TR525-mm (direita) utilizados para a coleta da água dos neveiros.



Fonte: Trabalho de campo (2017).
Org.: Autora.

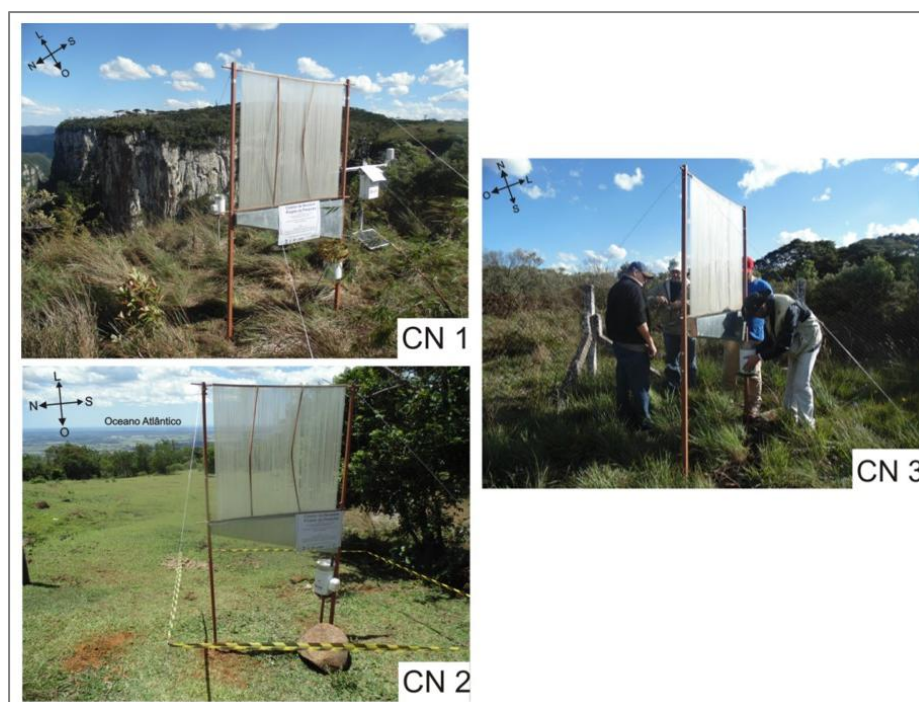
O coletor de neveiro 1 (CN 1) foi instalado entre as coordenadas UTM 587895,95 mE 6773240,46 mS e a uma altitude de 923 m. O segundo coletor (CN 2) entre as coordenadas UTM 598286,31mE e 6771514,82mS e na altitude de 491 m, e o último coletor (CN 3) entre as coordenadas 589581,00mE e 6774090,00mS e sua altitude é de 920 m. A Figura 26 apresenta a localização e a distribuição dos coletores de neveiro e a Figura 27 os coletores instalados no campo.

Figura 26: Localização dos coletores de nevoeiro na bacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC.



Elaboração: Autora.

Figura 27: Locais de instalação dos coletores de nevoeiro na bacia hidrográfica do Rio do Boi RS/SC.



Fonte: Trabalho de campo (2017).
 Elaboração: Autora.

Os locais de instalação dos coletores tinham características semelhantes. Dessa maneira, todos os coletores instalados em locais abertos e na direção do vento predomina, nesse caso, voltado para leste, pois a umidade e o vento são mais predominantes. Nessa perspectiva, Figueira (2008) salienta que as regiões elevadas, onde a ocorrência dos nevoeiros seja mais frequente e a velocidade do vento mais intensa, são áreas privilegiadas para a ocorrência de precipitação oculta.

5.2 COLETA, PERÍODO E ANÁLISE DOS DADOS

5.2 1 Trabalhos de campo

Durante as observações dos dados, realizaram-se sete trabalhos de campo (Quadro 4), entre campos de instalação, leitura e manutenção dos equipamentos. A maioria dos trabalhos duraram três dias, sendo todos eles planejados anteriormente em gabinete. O planejamento deles foi indispensável para o carregamento de equipamentos para a obtenção dos registros e manutenção. Em todos os trabalhos de campo era realizado uma *checklist* do material necessário, como cabos para a leitura dos dados, pilhas alcalinas, ferramentas, sílica, plástico filme, entre outros.

Quadro 4: Resumo dos trabalhos de campo realizados durante a pesquisa.

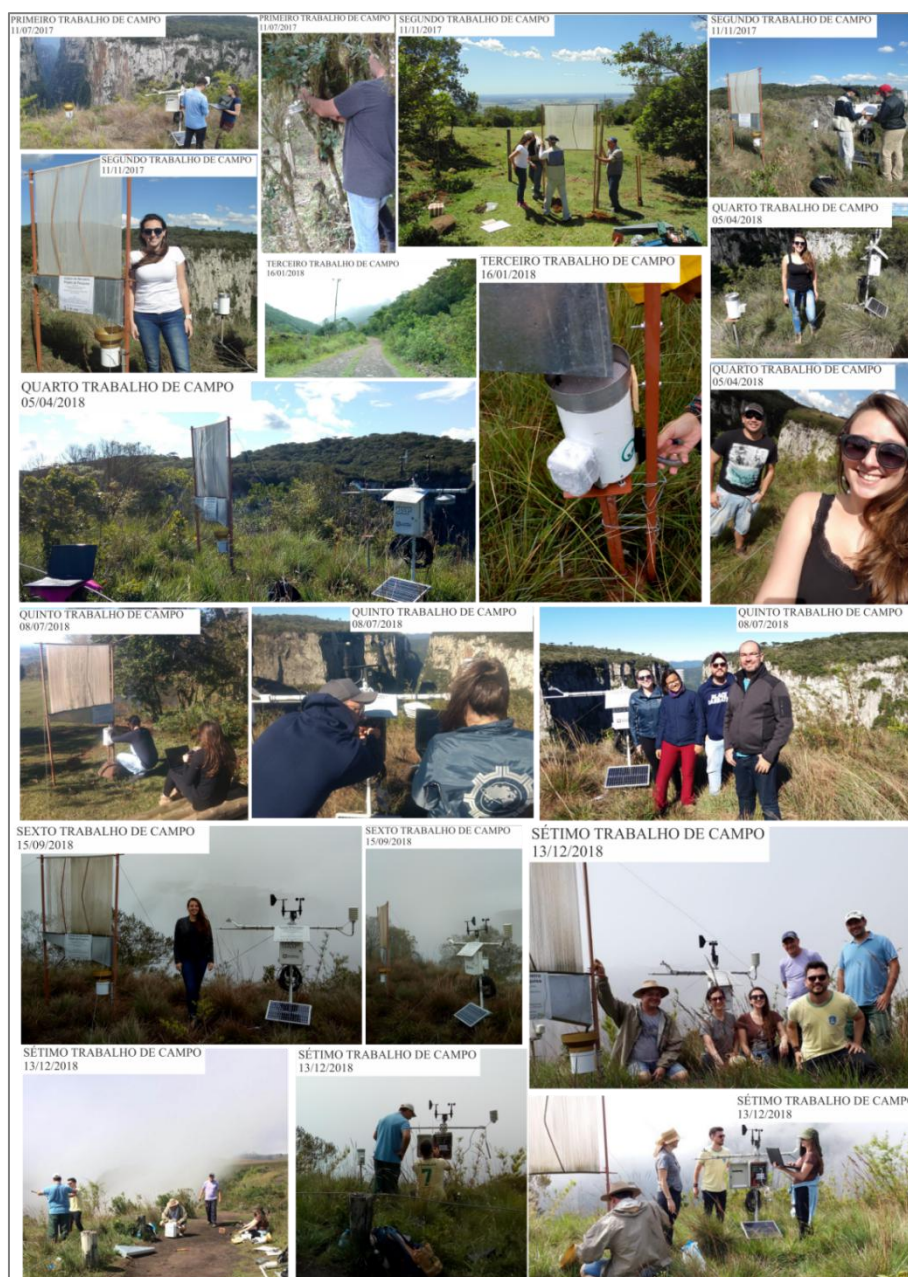
| Trabalho de campo | Início | Fim | Dados coletados |
|--------------------------|---------------|------------|---|
| Primeiro | 10/07/2017 | 12/07/2017 | Instalação da EMA e ABCs |
| Segundo | 10/11/2017 | 12/11/2017 | Coleta dados EMA e ABCs e instalação CN |
| Terceiro | 15/01/2018 | 17/01/2018 | Coleta de todos os dados |
| Quarto | 04/04/2018 | 05/04/2018 | Coleta dados EMA e CN |
| Quinto | 07/07/2018 | 09/07/2018 | Coleta todos os dados |
| Sexto | 14/09/2018 | 16/09/2018 | Coleta dados EMA e CN |
| Sétimo | 12/12/2018 | 14/12/2018 | Coleta todos os dados e retirada dos equipamentos |

Elaboração: Autora.

Os trabalhos de campo ocorreram no primeiro e segundo ano do desenvolvimento da pesquisa. Cada trabalho de campo foi marcado por suas peculiaridades. Algumas falhas foram

observadas nos equipamentos e tiveram que ser substituídos ou trocados as suas pilhas. No primeiro trabalho de campo instalou-se a estação meteorológica automática e os abrigos meteorológicos. No segundo trabalho de campo foi preciso substituir o HT 500 que estava no abrigo meteorológico do P5. Isso ocorreu devido às falhas observadas nos registros. A Figura 28 apresenta alguns dos registros dos trabalhos de campo realizados durante o desenvolvimento da pesquisa.

Figura 28: Trabalhos de campo realizados durante a instalação e o levantamento dos dados.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

No terceiro e no quinto trabalho de campo foi necessária a substituição do *datalogger* HT 500 contido no abrigo meteorológico no P1. Isso sucedeu-se devido às falhas registradas no banco de dados de umidade relativa do ar do mesmo. Ainda no terceiro trabalho de campo, o abrigo meteorológico do Ponto 2 (P2) foi vandalizado, ocasionando a perda do *datalogger* HT500 e das informações.

No quarto trabalho de campo ocorreu a substituição do pluviômetro *Squitter* que estava junto a EMA, pois não foi possível realizar a leitura dos dados registrados nele. Ainda em trabalho de campo, decidiu-se pela substituição do *Squitter* com defeito, pelo outro que estava acoplado no terceiro coletor de nevoeiro (CN 3). Essa substituição foi essencial, pois a leitura da precipitação pluviométrica junto a EMA era de fundamental importância devido à posterior comparação para a seleção dos episódios de nevoeiro e precipitação oculta.

No quinto trabalho de campo ocorreu a substituição do HT 500 no abrigo meteorológico do P4. A substituição foi necessária devido às falhas observadas no banco de dados do *datalogger* quando realizado o *download* das informações do equipamento. Por fim, a obtenção dos dados e o desmonte dos equipamentos instalados ocorreram no sétimo e último trabalho de campo.

Em todos os trabalhos de campo, o coletor de nevoeiro 2 (CN 2), que estava instalado à cota de 493 metros, registrou problemas para coletar as informações. O *Squitter* instalado junto ao coletor estava sempre entupido com cera de abelhas e folhas, o que acarretou na perda das informações de precipitação oculta. Embora em todos os trabalhos de campo fosse limpo o pluviômetro, o entupimento era recorrente, o que fez com que a confiabilidade dos dados fosse afetada e prejudicou a pesquisa, então preferiu-se não utilizar esse ponto.

5.2.2 Análise topoclimática: dados utilizados e a análise

O perfil topoclimático tem o intuito de analisar a variação altimétrica como controle principal no estudo do topoclima. Nesse sentido, Silva e Jardim (2017) sustentam que as características como relevo, altitude, declividade, de um dado local, são capazes de influenciar na formação de subunidades climáticas. Além disso, Spahic (2018) também ressalta que as características do relevo, como vales, campos e orientação das vertentes têm influência na escala topoclimática. O referido autor afirma que os topoclimas são entendidos como o clima sobre uma determinada superfície territorial, que dependem dos fatores climáticos e se diferem em cada local.

Após todas as informações coletadas dos abrigos meteorológicos (temperatura do ar e umidade absoluta do ar), os dados foram organizados e tabulados em planilhas eletrônicas (*MICROSOFT EXCEL*, 2016). Concluindo os trabalhos de campo de obtenção dos dados, necessitou-se realizar a calibragem dos datalogger HT500, conforme pode ser visto nos trabalhos de Baratto, Wollmann e Galvani (2019, 2020).

5.2.2.1 Temperatura do ar

Os dados de temperatura do ar registrados no *dataloggers* foram trabalhados em planilhas eletrônicas para a organização e manipulação dos registros. Dessa forma, optou-se por abordar todo o período de análise dos dados (13/07/2017 à 30/11/2018). Esse período totalizou 12072 dados horários. Durante a manipulação do banco de dados de temperatura do ar, as falhas observadas dos pontos P2, P4 e P5 foram descartadas. Assim, essas falhas foram descartadas para evitar a contaminação do banco de dados. Optou-se também por descartar os dados registrados nos dias dos trabalhos de campo de coleta das informações.

As falhas existentes no P2 ocorreram a partir do dia 11/11/2017, devido ao furto do equipamento. Optou-se por não colocar um novo abrigo meteorológico nesse local em decorrência da vulnerabilidade do local. O P2 teve um total de 24% do banco de dados aproveitável para a análise. No P4, a perda de informações ocorreu de 21/12/2017 até 16/01/2018 e de 21/01/2018 até 08/07/2018. Esses dois períodos corresponderam a 39% de registros do banco de dados. Assim, no primeiro período as falhas foram descartadas devido aos registros inconsistentes e no segundo período o *datalogger* parou de funcionar. O P5 registrou a menor porcentagem de falhas, que correspondeu a 22% dos dados. As falhas existem ocorreram entre o dia 23/07/2017 até 11/11/2018.

A análise topoclimática partiu da análise estatística descritiva dos dados de médias diárias dos registros de temperatura do ar nos pontos. Os dados de temperaturas também foram organizados em médias horárias. Os dados foram apresentados em tabelas e plotados em gráficos para a melhor visualização e análise.

Por meio dos dados térmicos horários dos pontos cotados pode-se observar inversões térmicas (IT) da temperatura do ar. Assim, os casos de inversão térmica foram considerados apenas quando o registro da temperatura do ponto de maior cota altimétrica fosse maior que 1°C do que o ponto de menor cota. No entanto, optou-se por analisar as inversões térmicas entre os pontos P5-P1, P5-P2, P6-P1 e P6-P2. Esses pontos foram escolhidos devido algumas falhas e pela configuração do relevo, sendo que o P6 está localizado no vale do cânion

Itaimbezinho, então buscou-se analisar se ocorria as inversões térmicas no vale. Dessa forma, cabe ressaltar que as inversões térmicas com amplitude inferiores à $-1,0^{\circ}\text{C}$, podem estar associadas ao erro instrumental do sensor de temperatura do ar. Diante disso, não foram contabilizadas como inversão térmica, pois o sensor tem a aferição de $\pm 1^{\circ}\text{C}$.

Com o intuito de analisar a variação altimétrica como controle principal no estudo do topoclíma, foram correlacionadas as temperaturas do ar (variável dependente) com variação da altimetria (variável independente), utilizando-se o coeficiente de correlação (r) e de determinação (R^2) (GERARDI; SILVA, 1981; ANDRIOTTI, 2013). Esses coeficientes foram utilizados para os dados das médias da temperatura do ar média, máxima e mínima de cada ponto, conforme orientam os trabalhos de Lima, Galvani e Falcão (2010), Kattel et al. (2013) Lopes et al. (2014), Paulo et al. (2014), Fritzsos, Wrege e Montovani (2015), Fritzsos, Mantovani e Wrege (2016) e Phan, Kappas e Tran (2018). Nesses estudos, os autores utilizaram a técnica de correlação linear simples para correlacionar a variação da temperatura do ar conforme a altimetria.

Os coeficientes de correlação e regressão foram calculados a partir das médias das máximas, mínimas e das médias diárias da temperatura do ar dos pontos analisados. Os coeficientes, juntamente com a análise estatística descritiva, foram realizadas no *Excel* 2016. Os resultados foram apresentados em tabelas e gráficos.

Para melhor entender a variabilidade da temperatura do ar com a altitude, optou-se por calcular o gradiente térmico da atmosfera a partir do modelo de regressão linear simples (ROLLAND, 2002; MASHALL et al., 2007; DALY; SMITH; SMITH. 2007; CÓRDOVA et al., 2016; WANG et al., 2017; AMBROŽOVÁ; LÁSKA, 2017; XUE et al., 2019) conforme equação 1.

$$T = C - Gt * A + e \quad (1)$$

Na Equação 1, T é a variável dependente, A é a altitude (variável dependente), C é a constante da temperatura do ar em zero altitude e e é o erro. $-Gt$ é o coeficiente da regressão ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), que representa o gradiente atmosférico da temperatura do ar. O gradiente térmico foi calculado para a temperatura média, máxima e mínima de todo o período. Além destas, o gradiente térmico foi calculado para o período mensal, sendo utilizados os dados de temperatura média mensal e a média da máxima e mínima diária para todos os meses.

Optou-se por calcular o gradiente mensal da temperatura máxima e mínima, pois conforme Córdova et al. (2006), a taxa de resfriamento para essas temperaturas pode não ser padrão

como para a temperatura média do ar. Assim, as oscilações nas taxas de resfriamento podem estar associadas às variações de temperaturas diurnas, nebulosidade, áreas mais úmidas e altitudes mais altas.

Para a espacialização da temperatura do ar, utilizou-se apenas a altitude como variável independente. Conforme Fritzens, Wrege e Montovani (2015), quando os pontos de coleta de dados de temperaturas forem próximos, na mesma situação climática, o desnível altimétrico é o que exerce maior influência na diferenciação das temperaturas. Dessa forma, para os três estados do Sul, Paraná (FRITZSONS; MANTOVANI; AGUIAR, 2008), Santa Catarina (FRITZSONS; MANTOVANI; WREGE, 2015) e Rio Grande do Sul (FRITZSONS; WREGE; MANTOVANI, 2015), a altitude é a maior influenciadora da variação da temperatura, seguidos da latitude e longitude. Assim, em função dos resultados apresentados pelos autores, optou-se por utilizar apenas a altitude como fator de influência da variação altimétrica.

Embora Fritzens, Wrege e Montovani (2015) ressaltarem que o clima do RS é influenciado pelas condições de relevo, pela latitude, altitude e distância do mar, a área de estudo em questão, além de ser reduzida, tem as condições de relevo que mais influenciam na variação da temperatura, conforme os resultados apontados por Wollmann e Galvani (2012). Nesse contexto, Kattel et al. (2013) também identificaram para a sua área de estudo, que a latitude e longitude podem ser eliminadas quando avaliado a relação entre a altitude e variação da temperatura do ar.

A espacialização da temperatura média do ar foi realizada através da regressão linear simples da temperatura média do ar registrada no perfil topoclimático, conforme a metodologia de Galvani et al. (2012) e utilizada por Santos, Moraes e Galvani (2015). Estes autores utilizam o modelo de regressão linear entre a temperatura e a altitude. Nesse contexto, Paiva, Silveira e Baldo (2011) mencionam que a temperatura média pode ser especializada por procedimento cartográfico através da variação altimétrica. Dessa forma, se correlaciona os dados de temperatura do ar com a altimetria.

Wang et al. (2017), ao estudarem a temperatura do ar na vertente norte da montanha Qinling na China, também utilizaram apenas a altitude como fator de controle da temperatura, devido aos pontos de coleta não terem grandes variações quanto à latitude e longitude. Nesse mesmo contexto Kattel, Yao e Panday (2017) identificaram na encosta sul do Himalaia Oriental que a latitude e longitude não influenciam na variação da temperatura do ar, devido a não correlação com a temperatura.

Para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, os dados médios da temperatura média, máxima e mínima de todo o período foram utilizados como variável dependente e a altitude como

variável independente para a geração da reta de regressão. Por meio da altitude de cada pixel, juntamente com a reta de regressão correspondente a cada temperatura do ar (média, máxima e mínima), foi possível estimar as temperaturas do ar média, máxima e mínima através do programa ArcGIS 10.1. Todos esses procedimentos foram realizados no ArcGIS 10.1 desenvolvido pela ERSI (Licença de uso Departamento de Geociências - UFSM).

Para Galvani e Lima (2006), esse modelo de espacialização se torna mais aplicável para a estimativa das temperaturas normais médias mensais e anuais. Nesse contexto, utilizou-se esse modelo para espacializar a média da temperatura média do ar, máxima e mínima. Os dados de altitudes foram oriundos do modelo digital do terreno (MDT) que foi gerado pelas curvas de nível da bacia hidrográfica. Optou-se por esse método em decorrência da escala espacial das curvas, o que é mais fiel à realidade. As curvas foram disponibilizadas pelo plano de manejo dos Parques na escala de 1:50.000 na Projeção UTM, Fuso J22, Datum SAD 69 e foram convertidas para o Datum SIRGAS 2000.

Utilizou-se o método de *Sturges* para determinar o número de classes para o período. Para a temperatura do ar foram estabelecidas 16 classes de igual intervalo de 0,8 °C entre elas. Assim, as classes variaram entre 9,8 °C até 24,1 °C. Para determinar o esse intervalo levou-se em consideração a temperatura do ar média, máxima e mínima.

5.2.2.2 Umidade do ar

Os dados de umidade relativa do ar coletados nos *datalogger's* foram utilizados para a análise higrométrica do perfil topoclimático. O período de coleta de dados de umidade relativa do ar também correspondeu de 13/07/2017 à 30/11/2018. Porém, esses dados se diferenciam dos dados de temperatura do ar, devido às falhas já mencionadas. Dessa forma, no banco de dados da umidade relativa do ar houve o maior número de falhas.

Os pontos P3 e P6 tiveram 100% dos dados aproveitáveis, o que corresponde a uma amostra de 12072 dados horários de umidade relativa do ar em cada ponto. O P2 obteve o menor número de dados aproveitáveis, devido ao furto do equipamento. O volume de dados aproveitável foi de 1032 registros, o que correspondeu a 9% dos dados. Além dos pontos com registros completos, o P5 registra o menor número de falhas com 22% dos dados. Os pontos P1 e P4 tiveram 40% e 39% de falhas nos seus bancos de dados de umidade relativa do ar, respectivamente.

Após o descarte das falhas existentes, os dados foram organizados em planilhas eletrônicas para a manipulação. Optou-se também por trabalhar com a umidade absoluta do ar (UA). A

escolha dessa variável foi em função da sua variação com a temperatura e a altitude. Com os dados de umidade relativa do ar e temperatura do ar, dados automaticamente registrados pelo sensor *datalogger*, foi possível calcular a umidade absoluta de cada hora. Esse procedimento também foi a opção adotada por Alves et al. (2016) para a área urbana de Iporá – Goiás.

A umidade absoluta foi calculada por meio das seguintes equações (2), (3) e (4) (VIANELLO E ALVES, 2000; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002; VAREJÃO-SILVA, 2006; ALVES, et al., 2015). Onde T_a é a temperatura do ar, UR a umidade relativa do ar, e_s a pressão de saturação de água e e_a é a pressão atual do vapor de água.

$$e_s = 0,611 * 10^{[(7,5 * T_a) / (273,3 + T_a)]} \quad (\text{kPa}) \quad (2)$$

$$e_a = \text{UR} * e_s / 100 \quad (3)$$

$$\text{UA} = 2168 * e_a / (273 + T_a) \quad (\text{g/m}^3) \quad (4)$$

Após obtenção dos valores horários da umidade absoluta, os cálculos das médias diárias, máxima e mínima diárias foram realizados para a análise estatística. Optou-se por uma análise descritiva com a geração de gráficos e tabelas para analisar a variabilidade temporal das médias diárias de umidade absoluta do ar.

Para melhor entender a influência da altitude da variação da umidade absoluta do ar utilizou-se o coeficiente de correção para quantificar a associação entre as duas variáveis quantitativas (OGLIARI; ANDRADE, 2015). Para uma análise mais confiável estatisticamente utilizou-se regressão linear simples para associar à variável dependente (umidade absoluta) com a variável independente (altitude), bem como no trabalho de Gheyret, Mohammad e Tang (2020). Esses coeficientes foram aplicados aos valores médios da umidade absoluta do ar média, máxima e mínima de todo período analisado.

Em função da boa relação entre a umidade absoluta e a altitude, optou-se por utilizar a cokrigagem para estimar a umidade na bacia hidrográfica do Rio do Boi. A interpolação por cokrigagem vem sendo um método utilizado para estimar as variáveis meteorológicas por vários pesquisadores (CUNHA et al., 2013; AHMED; SHAHID; HARUN, 2014, 2013; ACHAVES; CONCEIÇÃO; GUERRERO, 2018; AL-QINNA, 2018; MARTINS; ALVES; DAMASCENO, 2019). Ogliari e Andrade (2015) ressaltam que a cokrigagem é utilizada quando duas variáveis são correlacionadas, desta forma o método estima uma variável em função das informações da outra variável.

Assim, a cokrigagem permite a inserção de um parâmetro adicional na interpolação (SHAHID; HARUN; 2014). Al-Quinna (2018) resalta que a cokrigagem é um método

flexível para a interpolação em relação à altitude. O autor também menciona que a cokrigagem é um aprimorado método para estimar diversas variáveis climáticas. No estudo de Martins, Alves e Damasceno (2019), sobre os diferentes métodos de interpolação da temperatura do ar, também reconhece que a cokrigagem é o mais apropriado dos interpoladores quando associado a variável secundária é a altimetria.

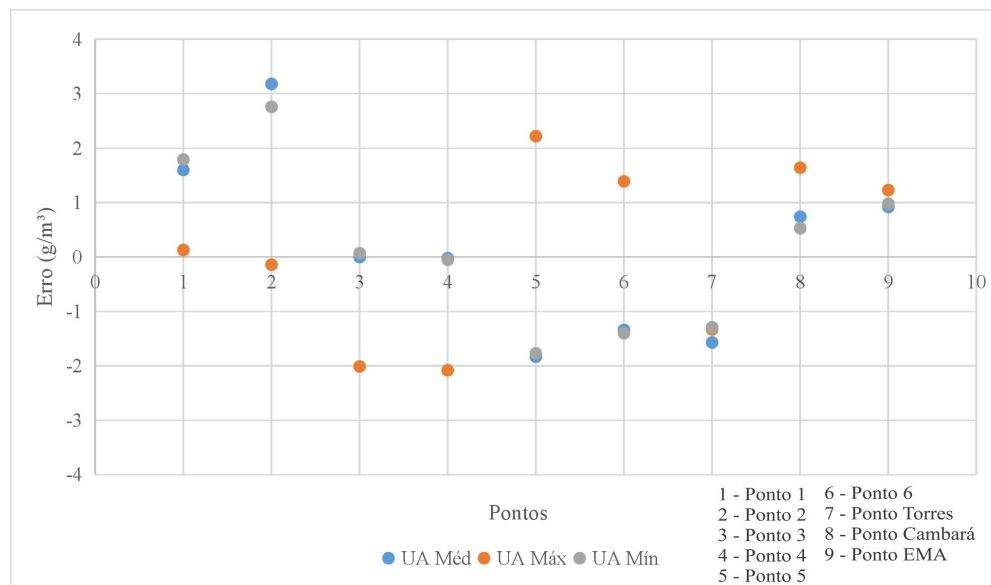
Para melhorar a estimativa da umidade do ar, optou-se por utilizar dados das estações meteorológicas automáticas de Cambará do Sul e de Torres, administradas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A estação de Torres (Código A808) está localizada entre as coordenadas 623284 m E e 6752655 mS, Fuso 22, e a uma altitude de 5 metros. A estação de Cambará do Sul (EMA/INMET) (Código A897) tem a maior altitude (1015m) e está localizada entre as coordenadas 582807 mE e 6786299 mS, Fuso 22. Os dados de temperatura do ar e umidade relativa do ar, de ambas as estações, foram adquiridos de 13/07/2017 até 30/11/2018. O cálculo da umidade absoluta do ar foi realizado conforme as equações 2, 3 e 4. A estação de Torres registrou 2,8 % (352 dados horários) de falhas e a de Cambará do Sul registrou 0,8% para a estação de Cambará do Sul (105 dados horários).

As médias diárias, máxima e mínima diárias da umidade absoluta foram definidas a partir dos valores horários. As médias do período (média, máxima e mínima) foram calculadas a partir das médias diárias. Os valores das médias foram adicionados ao banco de dados para a realização da estimativa da umidade absoluta do ar para toda a bacia hidrográfica.

A interpolação foi realizada no ArcGIS 10.1 por meio da extensão *Geostatistical Analyst* (MARTINS; ALVES; DAMASCENO, 2019). Realizou-se a interpolação para os valores de umidade absoluta média, máxima e mínima. As informações altimétricas foram extraídas do modelo digital do terreno (MDT), gerado anteriormente para a interpolação da temperatura do ar. Martins, Alves e Damasceno (op. cit.) reconhecem que utilizando o método de interpolação cokrigagem é possível reduzir o erro associado às variáveis e afirmam que para áreas montanhosas se torna um método bem aplicado.

Para Landim (2006), o erro está associado à estimativa da variável. Os valores dos erros estimados para a umidade absoluta do ar foram plotados na Figura 29. Observou-se que o Ponto 2 obteve os maiores erros para a umidade média e mínima. Esses erros podem estar associados ao período de amostragem dos dados que é inferior aos demais dados, conforme relatado anteriormente. Os demais erros ficaram entre $-2,0 \text{ g/m}^3$ e $+ 2,0 \text{ g/m}^3$ (Figura 29). Apesar de ser esperado um menor erro, admite que esses valores podem estar relacionados aos números de pontos utilizados. Observou-se também que para alguns pontos o modelo superestimou os valores e para outros pontos o modelo subestimou os valores nos pontos.

Figura 29: Erros entre os valores reais e os estimados de umidade absoluta pela técnica da cokrigagem em cada ponto amostrado.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Organização: Autora, 2021.

O erro quadrático médio para as três variáveis foi de 1,56, 1,54 e 1,44 para a umidade absoluta média, máxima e mínima, respectivamente. O valor do erro quadrático é importante, pois retoma a precisão do método utilizado (MARTINS; ALVES; DAMASCENO, 2019). Na literatura observou-se que os trabalhos adotam a utilização da cokrigagem para dados de temperatura do ar e umidade relativa do ar têm erros aproximados aos erros encontrados na bacia hidrográfica do Rio do Boi (AHMED; SHAHID; HARUN, 2014; AL-QUINNA, 2018; MARTINS; ALVES; DAMASCENO, 2019).

Por exemplo, no estudo Ahmed, Shahid e Harun (2014), o erro médio quadrático para a temperatura do ar variou de 1,95 (*cokrigagem universal*) até 3,3 (*cokrigagem disjunctive*). Para a Jordânia, Al-Quinna (2018) também encontrou os erros médios quadráticos baixos de 5,4 para a umidade relativa do ar e o erro de 2,3, 1,9 e 1,5 para a temperatura média, máxima e mínima, respectivamente.

Após a geração das isoígras de umidade absoluta do ar, realizou-se a reclassificação, gerando 10 classes de intervalos iguais de 0,9 g/m³ entre elas. O intervalo começou em 6,9 e foi até 16,8 g/m³. As classes foram estabelecidas com base nos valores de umidade absoluta

mínima, média e máxima. Finalizando a interpolação, os mapas da umidade absoluta média, mínima e máxima foram formatados.

5.2.3 Análise dos nevoeiros: dados utilizados e as análises

Como já relatado no início dos procedimentos metodológicos, nos trabalhos de campo ocorreram alguns incidentes com dois coletores de nevoeiros. Assim, optou-se por não utilizá-los na pesquisa para não comprometer a análise, visto que os dados não eram confiáveis. Dessa forma, de três coletores instalados utilizou-se apenas um para a quantificação da precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi, o CN1.

Antes de fazer a análise dos eventos de precipitação oculta, optou-se por caracterizar a precipitação pluvial e as condições de vento na área de estudo. Esses dados foram adquiridos da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia localizada na área urbana de Cambará do Sul (EMA/INMET).

5.2.3.1 Análises e características do vento e precipitação pluviométrica

Os dados horários de direção e velocidade (m/s) do vento e chuva (mm) foram utilizados para a caracterização do vento e da precipitação. Os dados horários da EMA/INMET foram adquiridos pela plataforma do INMET e corresponderam aos meses de novembro de 2017 a dezembro de 2018. Os dados de precipitação pluvial foram utilizados apenas do período de 12/11/2017 até 12/12/2018, porque foi o período de instalação dos coletores de nevoeiros (meses completos).

Os dados utilizados dos atributos climáticos mensurados na EMA/INMET também se referem ao período de coleta de precipitação oculta, assim correspondeu de 12/11/17 até 12/12/18. No entanto, para os dados mensurados no sensor de vento, conseguiu-se aproveitar apenas os dados de velocidade, devido à falha no sensor de medição de direção.

Posteriormente à aquisição dos dados, eles foram manipulados em planilhas eletrônicas do *Microsoft Excel* (2016) para análise descritiva. As informações horárias de direção e velocidade dos ventos da estação do INMET foram utilizadas para a elaboração das rosas de vento e histogramas de frequência no programa *WRPLOT* versão 8.0.0 (LAKES, 2017). Nesse programa foi possível fazer a análise mensal e para todo o período estudado.

Os dados de vento da EMA foram organizados em médias horárias, médias diárias e médias mensais. Os dados de velocidade foram classificados conforme a escala de *Beaufort*

(WMO, 2000). Os dados horários de precipitação foram agrupados em dados diários, mensais, sazonais e anual. Os dados trabalhados foram representados em gráficos de frequência e *box plot*.

Os dados horários de precipitação pluvial da EMA/INMET tiveram falhas em 0,6% dos dados (59 dados horários), o que não comprometeu a pesquisa. Esses dados foram somados e utilizados os totais mensais para a análise estatística descritiva, juntamente com os dados de precipitação do PNAS.

Os dados de chuva do PNAS tiveram algumas falhas entre os meses de janeiro de 2018 até março de 2018. Esses dados de precipitação são indispensáveis para a análise posterior dos eventos de nevoeiro e precipitação oculta. Dessa forma, solicitou-os junto ao Grupo de Pesquisa em Desastre Naturais (GPDEN) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

A estação meteorológica automática da UFRGS estava localizada entre as coordenadas UTM 589483,00 mE e 6774123,00 mS, Fuso 22, a altitude de 916 metros. A distância em linha reta entre as duas estações meteorológicas era de 1.821 metros. A estação meteorológica da UFRGS, marca Davis e modelo Vantage PRO 2 sem fio, estava instalada a aproximadamente dois metros de altura. As informações solicitadas foram encaminhadas via endereço eletrônico em arquivo em formato *xlsx*, sendo o período de 01 de janeiro de 2018 a 23 de maio de 2018. Após a aquisição dos dados, eles foram trabalhados em planilha eletrônica e acrescentados junto ao banco de dados pré-existent de precipitação pluviométrica.

Com o banco de dados completo, os dados foram manipulados para a análise estatística e geração de gráficos e tabelas. Os dados do PNAS (EMA) e os dados da EMA/INEMT foram somados em totais mensais, sazonais e total do período. Para o período sazonal optou-se por fazer uma adaptação dos meses. Assim, o verão correspondeu aos meses de dezembro de 2017 e 2018 e janeiro e fevereiro de 2018. Outono correspondeu aos meses de março, abril e maio, inverno aos meses de junho, julho e agosto e por fim outono com os meses de setembro, outubro, novembro 2017 e 2018. Escolheu-se dessa maneira em decorrência dos meses de novembro de 2017 e dezembro de 2018 serem meses incompletos com meses de 15 dias de coleta de dados.

5.2.3.2 Seleção e características da precipitação oculta

Após a coleta a campo, os dados registrados no coletor de nevoeiro e os dados mensurados no pluviômetro convencional foram armazenados em planilhas eletrônicas para as futuras etapas de seleção dos eventos de precipitação oculta e a análise dos dados. Os dados foram organizados em totais horários para facilitar a seleção dos eventos de precipitação oculta. Alguns pesquisadores apontam a dificuldade de separação dos dados de precipitação oculta e da chuva (FRUMAU; BRUIJNZEEL; TOBÓN, 2010; ARCOVA, 2013; MAGER et al., 2016). Diante disso, acaba não havendo uma padronização na seleção dos eventos de precipitação oculta, principalmente quando ocorre juntamente com eventos de chuva.

Para esta pesquisa utilizou-se como critério para separar os eventos de precipitação oculta dos de chuva, os horários em que apenas o coletor obteve registro. Utilizou-se esse critério tendo em vista que não foi utilizado nenhuma cobertura no coletor de nevoeiro para que o registro de precipitação oculta não fosse contaminado com chuva. Assim, a partir dos dados de precipitação pluvial, ou seja, tendo conhecimentos dos eventos de precipitação pluvial, foram selecionados os eventos em que só se obteve registro no coletor de nevoeiro.

Os eventos de chuva em que o coletor também registrou foram descartados. Critérios semelhantes foram utilizados por Mager et al. (2016) no estudo sobre a precipitação oculta em Otago (Nova Zelândia). As características da área de estudo são similares à área de estudo desta pesquisa em altitude e ambos estando na região subtropical. Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) também utilizaram essa técnica para separar eventos de chuva e nevoeiro. No entanto, os autores ressaltam que quando o nevoeiro e a chuva fraca (garoa) ocorrem simultaneamente, não é possível distinguir a relação entre as duas fontes de água utilizando apenas os dois pluviômetros. Resumidamente, considerou-se precipitação oculta se $P = 0$ e $PO > 0$ e se $P > 0$ considerou-se $PO = 0$, não considerando evento de precipitação oculta.

Com os valores horários de precipitação oculta separados dos de chuva, eles foram somados em totais diários, mensais, sazonais e anual (período). Para a soma das estações do ano da precipitação oculta foram utilizados os mesmos critérios de precipitação pluvial, como descrito anteriormente. Através dos dados totais diários, mensais, sazonais e anual pode-se calcular as taxas de rendimento de precipitação oculta para cada período temporal.

Primeiramente, buscou-se estabelecer as relações entre a precipitação oculta e a precipitação pluvial, a fim de entender como ocorreram a dinâmica mensal, sazonal e diárias. Além disso, aplicou-se a estatística descritiva básica para os dados mensais e a distribuição da frequência horária tanto da precipitação oculta e pluvial.

Como evento de precipitação oculta foi considerado período contínuo de coleta de água horária do nevoeiro. Eles foram separados em eventos de 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e com 8 horas ou mais de duração. A frequência dos eventos foi calculada para cada tempo de duração dos eventos de precipitação oculta. A frequência também foi realizada para a distribuição mensal e horária nos intervalos de duração. A representação da frequência foi realizada por tabelas e gráficos.

De modo a entender a ocorrência de precipitação oculta buscou-se relacioná-las com os atributos climáticos. Para tal finalidade, usou-se o coeficiente de correlação entre eles. As características mensais dos atributos climáticos horários também foram averiguadas quando ocorreram os registros de precipitação oculta. Os valores médios foram estabelecidos para os dados de velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa e absoluta do ar, temperatura do ponto de orvalho e desvio entre a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Assim, a estatística descritiva básica também foi aplicada para esses atributos.

Com o intuito de associar os valores de precipitação oculta aos atributos climáticos, utilizou-se a plotagem dos valores horários em gráficos de dispersão. Os valores horários dos atributos foram associados à ocorrência de precipitação oculta. Realizou-se a plotagem para os valores entre a precipitação oculta e velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa e absoluta do ar e desvio entre a temperatura e TPO registrados na estação meteorológica automática instalada no PNAS. Essa associação também foi realizada com os dados de velocidade e direção do vento da estação meteorológica de Cambará do Sul (INMET), a fim de entender como a dinâmica dos ventos regionais podem estar ligados à precipitação oculta.

A técnica de análise rítmica (AR) (MONTEIRO, 1971) foi utilizada para identificar os sistemas atmosféricos atuantes nos dias em que ocorreram precipitação oculta. Os dados da estação meteorológica de Cambará do Sul foram utilizados para aplicar essa técnica. Os dados horários de temperatura do ar (média, máxima e mínima), umidade relativa do ar, pressão, direção do vento foram agrupados em dados médios diários. Os dados de precipitação pluviométrica foram totalizados em diários.

Como a estação meteorológica de Cambará do Sul é automática e não registra dados de nebulosidade, utilizou-se os registros de nebulosidade da estação meteorológica convencional de Bom Jesus (Código 83919). Essa estação está localizada a 50 km de distância da estação meteorológica de Cambará do Sul, entre as coordenadas UTM de 554716,77 mE e 6828446,37 mS, Fuso 22 e a 1048 metros de altitude. Os dados de ambas as estações foram utilizados de novembro de 2017 até dezembro de 2018, para contemplar o período de coleta

dos dados de precipitação oculta. Todos os dados foram organizados em planilhas eletrônicas visando a geração dos gráficos de análise rítmica conforme proposta de Monteiro (1971).

A identificação dos sistemas atmosféricos atuantes na área de estudo ocorreu das cartas sinóticas de superfície disponibilizadas pela Marinha do Brasil e pelo CPTEC/INPE. Juntamente com a análise das cartas sinóticas, foram analisadas as imagens de satélite para complementar a análise. As imagens de satélite GOES 16, canal 8 ou do satélite Meteosat (EUMETSAT) foram utilizadas conforme a disponibilidade no site da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do INPE. As imagens foram adquiridas conforme os horários disponíveis das cartas sinóticas.

Após identificar esses sistemas atmosféricos atuantes, eles foram classificados em sistemas tropicais, sistemas polares, sistemas produtores de chuva e transição de sistemas. Os primeiros, referem-se às massas de ar tropicais mTa, mTc e a atuação das duas no mesmo dia. Os sistemas polares trata-se das mPa, mPat (massa polar em tropicalização) e a sucessão no mesmo dia desses dois sistemas. Os sistemas produtores de chuva são as ocorrências de frentes frias e suas variações como frente em processo de frontólise, frente em frontogênese, frente oclusa e frente estacionária e o ciclone frontal. Além desses, o ciclone subtropical também está associado à ocorrência de chuva.

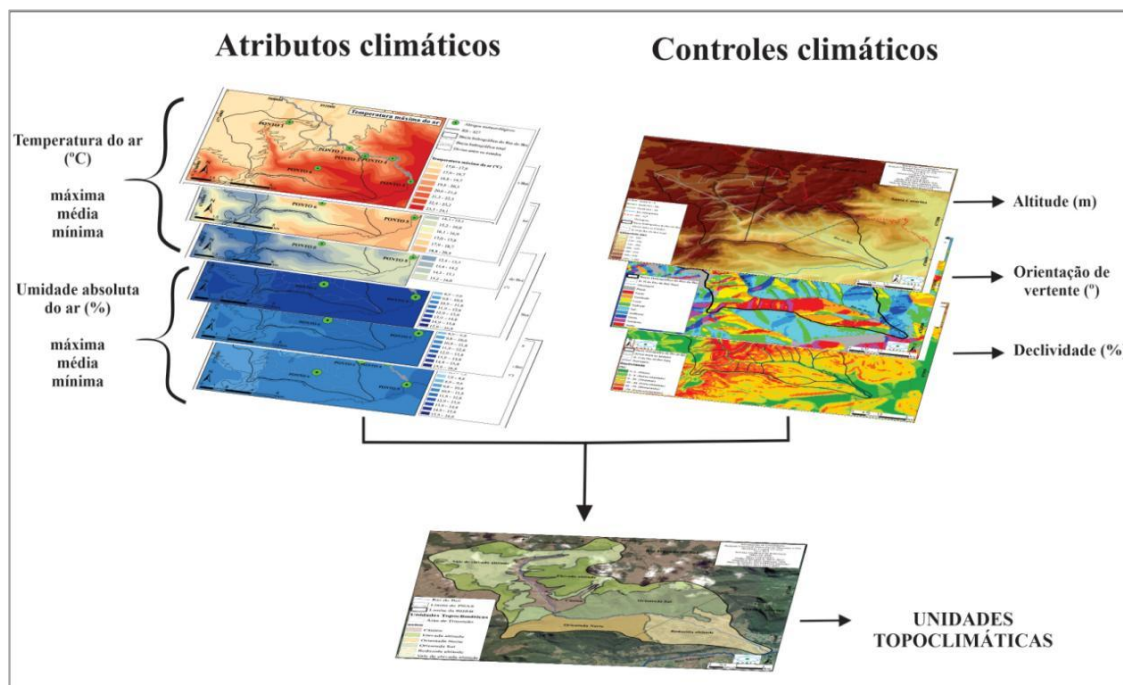
Os sistemas de transição correspondem aos dias com atuação de dois sistemas de diferentes origens como polar e tropical, polar e produtores de chuva, tropical e produtores de chuva e polar, produtores de chuva e polar, produtores de chuva e tropicais. Esses sistemas foram classificados para melhor entender a dinâmica atmosférica associada às ocorrências de precipitação oculta. Após a identificação dos sistemas e a classificação utilizou-se a planilha eletrônica para análise de estatística e geração dos gráficos e tabelas.

5.2.4 Identificação das unidades topoclimáticas

A interação entre os atributos climáticos e a superfície terrestre proporcionam diferentes climas, conforme apontam Silva e Jardim (2018). Diante disso, por meio dessas interações entre os atributos climáticos e o relevo, buscou-se na abordagem topoclimática, a delimitação das unidades climáticas para a área de estudo. Nesse sentido, Armani (2004) ressalta que os atributos climáticos referem-se ao estado físico de uma parcela de ar como a temperatura do ar, umidade do ar, chuva, radiação entre outros. Entretanto, os controles climáticos correspondem às características físicas, biológicas e/ou humanas que podem transformar as características físicas da parcela de ar.

Na análise das unidades topoclimáticas da bacia hidrográfica do Rio do Boi, os atributos climáticos como a temperatura do ar média, máxima e mínima e a umidade absoluta do ar média, máxima e mínima foram considerados para a análise. Esses dados foram adquiridos através dos perfis topoclimáticos, anteriormente realizados. Os controles climáticos utilizados foram a altimetria, a declividade e as orientações de vertentes. Esses controles climáticos são apontados por Armani (2004) como os principais controles na compreensão dos topoclimas (Figura 30).

Figura 30: Sobreposição de “layers” (mapas) para obtenção das Unidades Topoclimáticas da bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Elaboração: Autora.

A delimitação das unidades climáticas foi realizada pela interpolação dos valores e disposição das isoietas e isohigras, identificando por áreas homogêneas. Além disso, foi levado em consideração a variação altimétrica, a declividade e a orientação do relevo. Os mapas foram produzidos com o auxílio de técnicas de geoprocessamento para a interpolação de dados (OLIVEIRA; ASSIS; FERREIRA, 2014; WOLLMANN; GALVANI, 2014; WOLLMAN, SIMIONI; IENSSE, 2015). Assim, ainda em ambiente de SIG, gerou-se um mapa síntese das informações e com o auxílio da ferramenta *Overlay* realizou-se a

sobreposição dos *laryer* (WOLLMANN; GALVANI, 2014), gerando o mapa das unidades topoclimáticas para a área de estudo.

5.2.5. Análise estatística

Na análise estatística descritiva das variáveis estudadas, as medidas de média e de dispersão foram aplicadas aos valores médios, máximo e mínimo. Como medida de média utilizou-se a média aritmética. Para analisar a dispersão dos dados foram utilizados a amplitude dos pontos de máxima e mínima, desvio padrão e desvio médio (GERARDI; SILVA, 1981; BUSSAB; MORETTIN, 2010; ANDRIOTTI, 2013).

As medidas de dispersão, conforme Bussab e Morettin (2010), informam a variabilidade do conjunto de dados. Dentre essas medidas estão os desvios médios e o desvio padrão que foram trabalhos nesta pesquisa. Ainda segundo os autores “as medidas de dispersão (dm e dp) indicam em média qual será o “erro” (desvio) cometido ao tentar substituir cada observação pela medida resumo do conjunto de dados (no caso, a média)” (BUSSAB; MORETTIN, op. cit p, 39).

O desvio médio corresponde aos desvios das observações em relação à média dessas observações. O desvio padrão é bastante afetado pela magnitude dos dados (BUSSAB; MORETTIN, 2010). Porém, ele expressa os valores na mesma unidade que os dados, assim o desvio padrão expressa a raiz quadrada das variâncias. Dessa forma, o desvio padrão é uma medida relativa e afirma se dos dados tem desvios grandes ou pequenos (OGLIARI; ANDRADE, 2015).

Utilizou-se da frequência também para entender a distribuição dos dados em relação ao período temporal, principalmente. A análise da frequência é colocada por Ogliari e Andrade (2015) como uma visão geral dos valores na sua distribuição, em que esses valores podem ser apresentados por gráfico ou tabelas. A análise de frequência foi realizada no *software* SPSS *statistic* 23.3. As representações dos dados de média, máxima, mínima e frequência ocorreram por meio de gráficos de linhas, colunas e dispersão, tabelas e *box plot*. Os gráficos e tabelas foram gerados no *Microsoft Excel* (2016). Os gráficos de *box plot* foram realizados no *software* SPSS *statistic* 23.3.

Para estabelecer a relação entre as variáveis dependentes e as independentes foram utilizados os coeficientes de correlação (r) e de determinação (R^2) (GERARDI; SILVA, 1981; ANDRIOTTI, 2013). Andriotti (2013, p.69) ressalta que o coeficiente de correlação “é uma medida de intensidade da relação linear entre duas variáveis e mede o grau de relacionamento

linear entre os dados emparelhados das variáveis X e Y”. Os valores variam entre -1, que expressa a correlação inversa, +1, que expressa a correlação direta, e zero, sendo o representativo de ausência de correlação linear (ANDRIOTTI, 2013).

A regressão linear simples é utilizada para prever o valor de uma variável, dado um certo valor de outra (ANDRIOTTI, 2013). Normalmente X é a variável independente e Y a dependente (GERARDI; SILVA, 1981). Andriotti (2013) salienta que equação de regressão só é usada se a correlação entre as variáveis foi significativa, sendo que a regressão fornece uma equação que descreve o relacionamento entre as variáveis. Os coeficientes de correlação e regressão foram calculados a partir das médias das máximas e mínimas diárias e as médias diárias dos dados nos pontos analisados. Todos esses cálculos foram realizados no *software Microsoft Excel* (2016). Os resultados foram apresentados em forma de tabelas e gráficos.

5.2.6 Base cartográfica e mapas realizados

Diferentes fontes de base cartográfica foram utilizadas para realizar a confecção dos mapas. Assim, as bases cartográficas corresponderam ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2010), Agência Nacional das Águas e base cartográfica oriunda das Cartas Topográficas do Exército digitalizadas por Hasenack e Weber (2010). Utilizou-se também a base cartográfica disponibilizada pelo plano de manejo do PARNAS - Parque Nacional de Aparados da Serra e Serra Geral (2004). As imagens de satélites foram adquiridas pelo *Google Earth Pro* (2021).

Os mapas temáticos altimétricos, declividade e orientação de vertentes foram gerados a partir das curvas de níveis disponibilizadas pelo Plano de Manejo. Dessa forma, com o auxílio de programa computacional de Sistema de Informação Geográfica (SIG), gerou-se um modelo digital de elevação. A partir desse modelo, foram gerados os demais mapas por meio de técnicas específicas. O mapa altimétrico na área de estudo foi produzido pelo método *Natural Jancks*. O próprio modelo gerou os intervalos de classes, sendo de sete classes altimétricas.

O mapa de declividade foi produzido com base na classificação da EMBRAPA (1979). Essa classificação consiste na separação de seis classes de declividades, conforme a porcentagem da declividade. Dessa forma, as classes vão de 0% até > 75%, sendo que o primeiro corresponde a relevos planos e o último a forte-montanhosos. O mapa de orientação de vertentes gerou-se de acordo com o próprio software que classifica as vertentes em norte, sul, leste, oeste, nordeste, noroeste, sudeste, sudoeste e vertentes planas. Portanto, todos os mapas gerados para esta pesquisa, foram confeccionados com essa base cartográfica e com o

auxílio de um software computacional específico para o processamento de informações geográficas.

6. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 ANÁLISE TOPOCLIMÁTICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DO BOI.

6.1.1 Variabilidade térmica do perfil topoclimático

Na análise dos dados diários médios da temperatura do ar da observou-se que o ponto de menor altitude (P5) registrou a maior média, com 18,9 °C. Enquanto o P2, ponto de maior altitude, registrou a menor média, sendo de 13,3 °C. Os demais pontos também apresentam uma relação conforme a sua altitude (Tabela 3). Dessa forma, observa-se o aumento da temperatura do ar média em função da diminuição da altitude conforme ressaltado pela bibliografia (VIDE, 1999; BARRY; CHORLEY, 2013; FRITZONS; WREGE; MONTOVANI, 2015).

Tabela 3: Estatística descritiva a partir das médias diárias da temperatura do ar.

| Estatística descritiva | T P1 | T P2 | T P3 | T P4 | T P5 | T P6 |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Altitude (m) | 923 | 1006 | 772 | 495 | 55 | 196 |
| Temp. média (°C) | 14,4 | 13,3 | 15,9 | 16,0 | 18,9 | 17,9 |
| Temp. máxima absol. (°C) | 22,6 | 21,6 | 24,2 | 24,5 | 26,3 | 25,9 |
| Temp. mínima absol. (°C) | 1,0 | 1,3 | 3,7 | 5,5 | 7,1 | 6,8 |
| Amplitude (°C) | 21,6 | 20,3 | 20,5 | 19,1 | 19,2 | 19,1 |
| Desvio padrão (°C) | 4,0 | 3,6 | 3,9 | 3,3 | 3,9 | 3,4 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

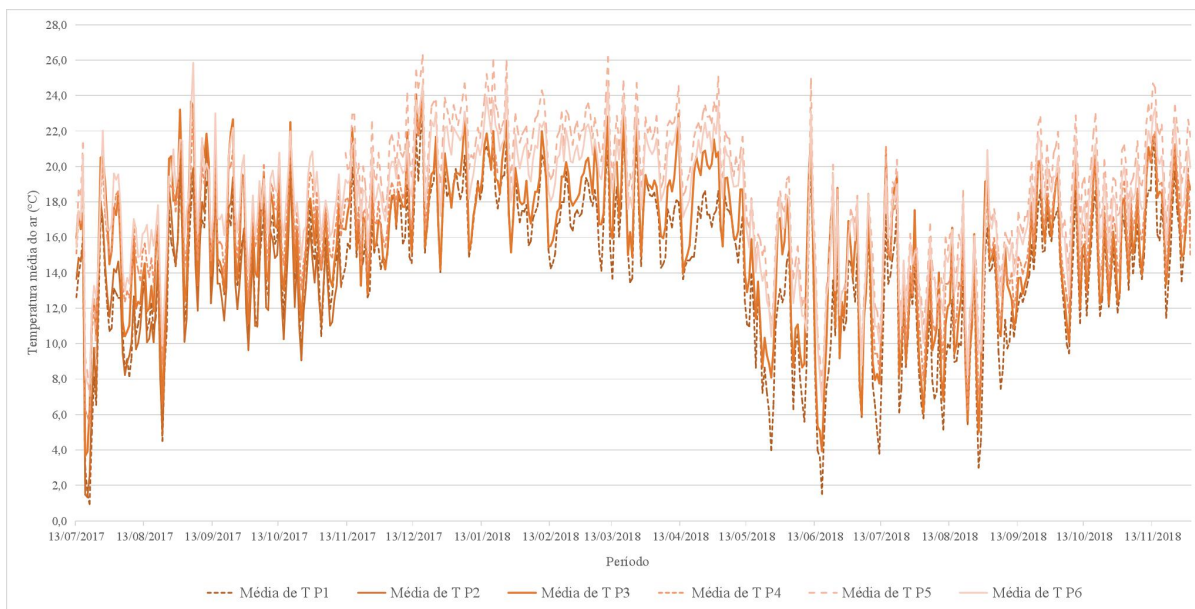
Elaboração: Autora.

Para os valores da temperatura máxima diária também nota-se a mesma variação da temperatura média, em que o P5 registrou a maior temperatura máxima com 26,3 °C, na altitude de 55m. Da mesma forma, o P2 (1006m) registrou a menor temperatura máxima do ar (21,6 °C). No entanto, em relação à temperatura mínima do ar, o P1 registrou a menor mínima com 1,0 °C, em que esse ponto estava localizado a 923 metros de altitude. O P5 continuou com a maior média diária de temperatura do ar, assim, a temperatura mínima desse ponto foi registrado 7,1 °C.

Em relação à amplitude térmica da amostra de dados, verificou-se que o P1 obteve a maior amplitude de térmica (21,6 °C). Os pontos P4 e P6 tiveram as menores variabilidades térmicas com 19,1 °C. Observa-se que a variabilidade térmica para a bacia hidrográfica do Rio do Boi foi alta, com amplitudes variando de 19,0 °C a 21,0 °C para o período analisado. O desvio padrão corrobora com a amplitude térmica de cada ponto. O P1 registrou o maior desvio em relação aos demais pontos, com 4,0 °C. Ao passo que os pontos P4 e P6 registraram os menores desvios padrões, ambos com 3,4 °C.

Na variabilidade da temperatura média diária, para todo o período analisado, observou-se que a temperatura média do ar de todos os pontos possui a tendência de ser mais baixa nos meses de inverno (Figura 31). No entanto, observou-se que em certos dias a temperatura chegou aos 25,0 °C (11/06/2018) no período invernal. De maneira geral, a temperatura do ar varia conforme as estações do ano, porém no período de verão a temperatura média diária não ultrapassou os 26,3 °C. Nesse período, a temperatura média foi mais elevada do que a temperatura média do ar para o mês mais quente apontado por Rossato (2011), que varia entre 17,0 °C a 23,0 °C.

Figura 31: Variabilidade da temperatura média diária do ar para o período de 13/07/2017 até 30/11/2018.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Ao analisar as condições climáticas de Santa Catarina, Monteiro (2001) ressalta que durante o verão, nas áreas de maior altitude, a temperatura do ar é mais amena, resultado do efeito da altitude. Ainda para o autor, as temperaturas mínimas para essa região são próximas dos 15,0 °C e as máximas próximas dos 26,0 °C. No entanto, nas áreas mais baixas do planalto as temperaturas podem chegar a 30,0 °C. Assim, o apontado pelo referido autor corrobora com os resultados apresentados por esta pesquisa.

Da mesma forma, Sartori (2003, 2016) destaca que no RS no verão ocorre o predomínio da MPV, cerca de 45% dos dias. Esse predomínio da MPV, durante o verão, justifica as elevadas temperaturas do ar na área de estudo, principalmente nas áreas de menor altitude (Figura 4), conforme menciona Monteiro (2001). Nesse contexto, Jorge e Mendonça (2009), ao analisarem toda a fachada Atlântica da Região Sul do Brasil, também reconhecem que durante o verão, essas áreas (mais baixas) têm as temperaturas mais elevadas.

Na figura 31 observa-se que a amplitude térmica do ar foi de 25,3 °C para todo o período, o que corrobora com Fritzsons, Wrege e Montovani (2015) que evidenciaram a influência da latitude na variação da temperatura do ar. Esse aumento da amplitude térmica anual do Rio Grande do Sul ocorre devido à sua latitude. Além disso, verifica-se a participação dos sistemas atmosféricos na influência da variação da temperatura média do ar.

No inverno, a temperatura do ar tende a ser mais baixa, porém ocorre maior variabilidade em relação ao verão. No inverno de 2018, a temperatura média diária variou de 25,0 °C (P5) em 11/06/18 à 1,5 °C (P1) no dia 16/06/18, uma amplitude de 24,0 °C em 5 dias. Nesse sentido, Paulo et al. (2014) ressaltam que a altimetria é um importante controlador da variabilidade da temperatura do ar, no entanto a dinâmica atmosférica também contribui para essa variabilidade.

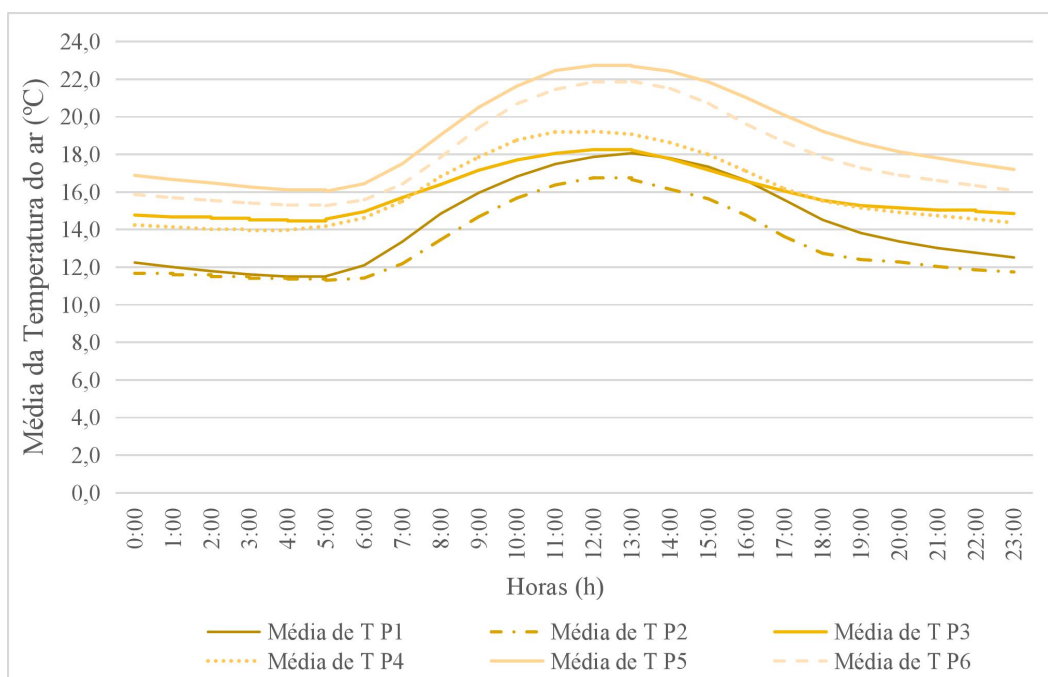
À vista disso, observou-se a oscilação no ciclo sazonal da temperatura do ar. Nos meses de primavera e verão, principalmente, a temperatura do ar tem os maiores valores. Ao passo que no período de outono e inverno, a temperatura do ar diminui. Essa variação reflete a participação das massas de ar características de cada período (MONTEIRO, 2001; SARTORI, 2003, 2016; JORGE; MENDONÇA, 2009).

Na variação da temperatura média horária, observou-se que a altitude influencia na variação da temperatura do ar em cada ponto. Desse modo, os pontos apresentam-se em três setores, P5 e P6, P4 e P3 e por fim P2 e P1. Essas temperaturas variam de forma similares nesses três setores da bacia, conforme o balanço de energia (VIANELLO; ALVES, 1991; VIDE, 1999).

Os pontos de maior altitude (P1 e P2) têm as menores médias, sendo praticamente iguais nas primeiras horas do dia (00h00min até 05h00min) e diferenciando quando começa o período de aquecimento da atmosfera (a partir das 06h00min). No entanto, o pico de temperatura máxima, entre os pontos P1 e P2, é distinto. O P2 tem a temperatura máxima às 12h00min e o P1 às 13h00min. No entanto, para esses pontos que tiveram a temperatura máxima às 12h00min podem ter seus valores influenciados pelo material do equipamento. Os abrigos meteorológicos foram construídos com chapa de ferro galvanizado que tem alta condutividade térmica e em função disso pode ter influenciado a temperatura máxima do ar (ARMANI; GALVANI, 2006; BARATTO; GALVANI; WOLLMANN, 2020).

Após o máximo de radiação as temperaturas nos pontos começam a diminuir, sendo que no P2 a temperatura diminui antes que no P1. Assim, conforme sustenta Vide (1999), o ciclo diário da temperatura do ar varia conforme o ciclo do balanço radiativo, porém com um atraso de tempo. Nesse sentido, a temperatura máxima diária ocorre depois da máxima radiação solar, ao passo que a temperatura mínima, antes do nascer do sol. A Figura 32 apresenta a variação da média da temperatura horária do ar para todos os pontos analisados no perfil topoclimático.

Figura 32: Variação da média da temperatura do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

No segundo setor, nas primeiras horas do dia, o P4 registrou as menores médias de temperatura em relação ao P3. Essa variação também ocorre após o pôr do sol, por volta das 18h00min. Entretanto, no período de aquecimento a temperatura média registrada no P3 foi mais elevada que no P4. Observa-se que o P4 tem a menor altitude em relação ao P3. Além disso, outro fator associado ao P4 é o local de instalação, esse ponto foi instalado a uma altura inferior a 1,5m, devido às condições locais. Verificou-se também que a temperatura máxima no P4 ocorre às 11h00min e se mantém até as 12h00min (19,2 °C).

Os pontos P3 e P4 estavam localizados em orientações de vertentes distintas, outro fator de válida influência na variação horária da temperatura. O primeiro estava instalado na vertente voltada para o sul e o P4 estava localizado na vertente voltada para o leste. Nesse sentido, Fritzsons, Wrege e Montovani (2015) mencionam que as orientações das vertentes têm um fator fundamental na variação diurna da temperatura do ar, em especial no inverno-outono. Além disso, os autores supracitados colocam que as vertentes voltadas para o sul recebem a menor quantidade de insolação e estão mais expostas aos ventos mais frios do quadrante meridional. Assim, observou-se a influência da orientação da vertente, principalmente no máximo aquecimento da temperatura do ar e no começo do período de resfriamento. Dessa forma, o P4 (vertente leste) aquece e se resfria mais rapidamente em relação ao P3.

Diante disso, Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) reconhecem que fatores diversos podem afetar a variação da temperatura do ar no ciclo diário, como na entrada de uma frente fria, ocorrência de chuvas, nebulosidade intensa e até mesmo ventos fortes e contínuos. Para Machado et al. (2014), os fatores microclimáticos podem interferir na variação termo-higrométrico nos períodos diurnos e noturnos, tais como a cobertura da terra e a funcionalidade vegetal.

Corroborando com os autores supracitados, Mora (2019) salienta que as vertentes voltadas para leste têm maior incidência de radiação solar de manhã e como consequência a temperatura aumenta mais rápido, em comparação com as vertentes voltadas para oeste. Essas características também foram encontradas no seu estudo no Alto Vale do Zêzere, localizado na Serra da Estrela (Portugal), sob condição de estabilidade atmosférica.

Os pontos com as menores cotas altimétricas, P5 e P6, tiveram as maiores temperaturas médias do ar horárias e as maiores amplitudes térmicas diárias, corroborando com Fritzsons, Wrege e Montovani (2015). Os referidos autores destacam que os fundos de vales são áreas com climas distintos e neles ocorrem as maiores amplitudes térmicas diárias, devido à noite

ocorrer o resfriamento provocado pelo escoamento do ar frio proveniente das vertentes. Durante o dia, ocorre o aquecimento dessas áreas em função da ausência de ventos, que podem levar o ar mais aquecido para fora desse ambiente.

Entre os pontos P5 e P6 verificou-se uma variação de aproximadamente 2,0 °C entre as temperaturas médias horárias. Essa oscilação se mantém ao longo das 24 horas. O horário de máximo aquecimento, nesses pontos, ocorreu às 12h00min e se mantém até as 13h00min. Nesse sentido, Santos, Moraes e Galvani (2015) também encontraram valores máximos da temperatura do ar nos pontos de estudo entre as 12h00min e as 13h00min. A pesquisa dos autores, sobre a variação da temperatura do ar, ocorreu na trilha caminhos do mar, no Parque Estadual da Serra do Mar (SP).

A temperatura mínima no P6 ocorreu às 04h00min e se mantém até as 05h00min e no P5 ocorre às 05h00min. Assim, reforça os resultados apresentados por Wang et al. (2017). Os autores observaram a temperatura mínima do ar no início da manhã (04h30min-05h00min) para a vertente norte da montanha ocidental Qinling, na China.

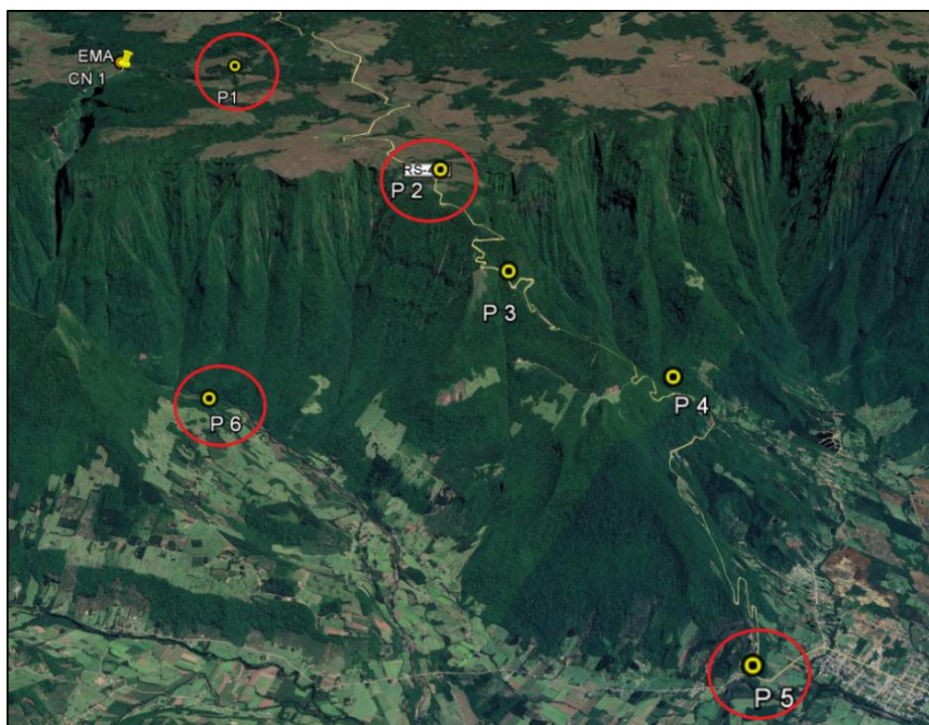
Desse modo, verificou-se que durante o período diurno a altitude é um forte controlador da temperatura, sendo mais significativa que no período noturno. Isso se explica devido aos movimentos de aquecimento do ar, que ocorrem de forma basal (GALVANI; LIMA, 2006; GALVANI et al., 2008). O escoamento do ar também pode influenciar para que ocorram pequenas diferenças entre as variações noturnas da temperatura do ar. A variação horária da temperatura do ar corrobora com Wang et al. (2017). Os autores mencionaram que ocorre uma tendência geral da variação diária de temperatura ser consistente, aquecendo mais rápido durante o dia e apresentando o arrefecimento lentamente durante à noite.

Na pesquisa de Wang et al. (2017), a temperatura do ar atingiu seu máximo mais cedo na maior cota altimétrica (2700m), cerca de uma hora mais cedo que nas cotas mais baixas (1700m). O pico encontrado pelos autores foi às 12h30min para o ponto mais alto e às 15h30min para a cota mais baixa. Entretanto, para esta pesquisa o ponto de menor cota (55m) atingiu a máxima de temperatura às 12h00min e se manteve até as 13h00min com a temperatura média de 22,9 °C. O ponto de maior cota, com 1006 m (P2), atingiu o pico de máxima temperatura às 12h00min, sendo a média de 16,8 °C. Assim, esses resultados não corroboram com a Wang et al. (2017), esse contraste advém das diferenças de altitude, que no caso de Wang et al. (2017) é de 1000 metros e nesta pesquisa de aproximadamente 900 metros entre os pontos.

6.1.1.1 Ocorrências de inversões térmicas entre os pontos de maior e menor cota altimétrica

Na análise das inversões térmicas (IT) na bacia hidrográfica do Rio do Boi optou-se por analisar as inversões térmicas entre os pontos P5-P1, P5-P2, P6-P1 e P6-P2 (Figura 33). Esses pontos foram escolhidos devido algumas falhas e pela configuração do relevo, sendo que o P6 está localizado no vale do cânion Itaimbezinho, então buscou-se analisar a possibilidade de ocorrência de inversões térmicas no vale.

Figura 33: Distribuição espacial dos pontos instalados e em destaque os usados para a análise das inversões térmicas.



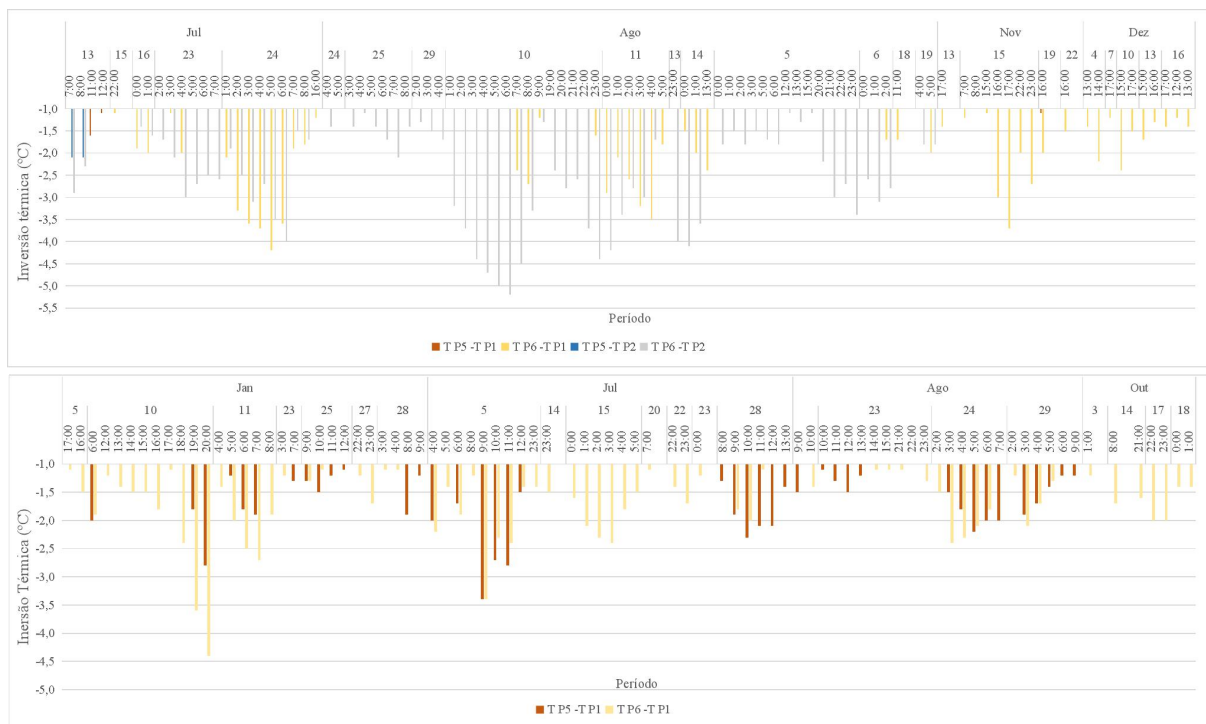
Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Por meio da análise dos dados, verificou-se um total de 179 horas com ocorrência de inversão térmica, sendo 95 horas ocorridas no ano de 2017 e 84 horas no ano de 2018. Porém, 30% (28h) das horas de ocorrência do ano de 2017, aconteceram simultaneamente entre os pontos. Entre os pontos P6 e P2 ocorreram 56% das horas de inversão térmica, entre os pontos P6 e P1 foi de 40% e 2% entre os pontos P5 e P1. Os valores anuais de ocorrência foram mais elevados do que os encontrados por Ambrozová e Laska (2017). Os referidos autores

estudaram o perfil vertical da temperatura na zona costeira de Petuniabukta e coletaram dados de temperatura do ar em 4 diferentes altitudes para o período de agosto de 2013 a julho de 2015. Os resultados encontrados mostraram que as inversões térmicas duraram um total de 139 horas nesse local.

No ano de 2018, observa-se também que as maiores ocorrências foram registradas simultaneamente entre os pontos, sendo de 28% o que correspondeu a 24 horas. Entretanto, cabe lembrar que para o ano de 2018, não se teve registro no P2. O número de registros das inversões térmicas entre o P6 e P1 (63%) foram maiores que nos pontos P5 e P1 (37%), sendo o P5 de menor cota altimétrica (Figura 34).

Figura 34: Registros de inversão térmica ocorridos na bacia hidrográfica do Rio do Boi para o período de 13/07/2017 até 12/12/2018.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Com base nos dados coletados, observou-se que o P6 registrou o maior número de inversões térmicas que o P5. Assim, confirmou-se a influência do relevo nas ocorrências de IT, sendo que o vale (P6) devido a sua configuração (mais fechado) favorece o processo de inversão térmica.

Nesse sentido, comprova o apontado por Rolland (2002) que as inversões térmicas ocorrem devido ao acúmulo de ar frio no fundo dos vales. Galvani e Lima (2006) e Lima Galvani e Falcão (2010) também reconhecem que em condições de estabilidade atmosférica, a configuração do relevo, em especial fundo de vale, podem favorecer o processo de inversão térmica. Nessa mesma linha, Kattel et al. (2012) salientam que a topografia tem um papel fundamental no reforço do efeito de inversão térmica, especialmente no inverno durante à noite.

Desse modo, observa-se que as inversões térmicas ocorreram predominantemente no período de inverno e primavera. Isso pode ser justificado em função do período de coleta dos dados ou das falhas nos equipamentos. Assim, o período de análise iniciou em julho de 2017 e finalizou em novembro de 2018. No entanto, para os períodos de verão (janeiro, fevereiro) e outono (março, abril e maio) de 2018 ocorreram falhas no P2, assim há a possibilidade de ocorrência de inversões térmicas nesses meses, contudo houve a ausência de registro.

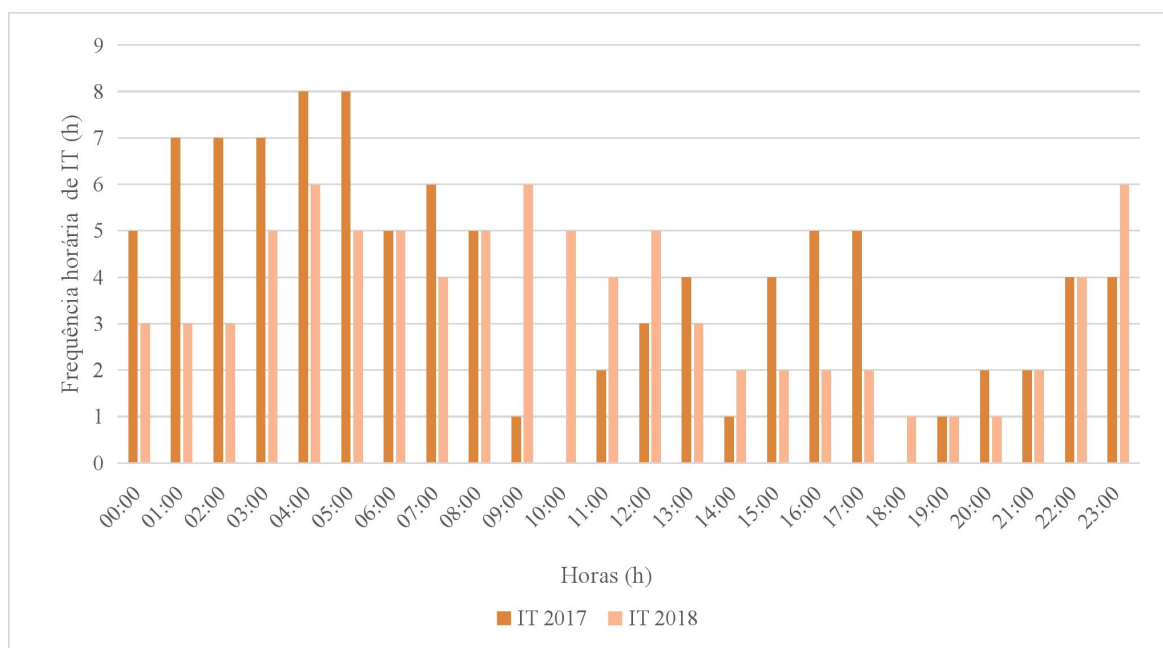
Embora as inversões ocorram no período de inverno e primavera, elas possuem distribuições diferentes nos meses dos dois anos de coleta. No ano de 2017, as inversões ocorreram predominantemente nos meses de setembro (25%), de julho (23%), outubro (20%), agosto (12%), dezembro (11%) e novembro (9%). Entretanto, para o ano de 2018, as ocorrências predominaram nos meses de junho (32%), julho (31%), agosto (26%), novembro (8%) e janeiro com 2%. Nesse sentido, verifica-se que para a área de estudo, as inversões térmicas predominam no inverno-primavera, contrariando Fritzsons, Wrege e Mantovani (2015) que sustentam que nos meses de outono-inverno no Rio Grande do Sul ocorrem o predomínio dos processos de inversões térmicas.

As inversões térmicas predominam no período noturno (resfriamento) em todo o período conforme apontam a literatura (ROLLAND, 2002; GALVANI; LIMA, 2006; WANG et al., 2017). No entanto, algumas inversões térmicas foram observadas no período de aquecimento do ar, sendo elevadas as ocorrências entre as 07h00min até as 10h00min. Porém, essas ocorrências, no período de aquecimento, são de baixas magnitudes, e normalmente associadas aos eventos de inversões de maior duração.

Os resultados deste estudo corroboram com os apresentados por Wang et al. (2017) na vertente norte da serra ocidental de Qinling (China). Os referidos autores identificaram que as inversões térmicas também eram mais frequentes no período da manhã. Entretanto, para esses autores elas ocorrem entre as 05h00min - 07h00min. Um dos pontos de divergência é a altitude de cada área de pesquisa, para Wang et al. (2017) era de 1710 e 2500 e na bacia hidrográfica do Rio do Boi foi de até 1000 metros, aproximadamente.

Estes registros de inversões, que ocorrem no período de aquecimento, podem estar associados também a influência da nebulosidade, entrada de frentes frias ao longo do dia, além de outros controles da atmosfera conforme apontam Santos, Morais e Galvani (2015). Galvani e Lima (2006) também reconhecem que a declividade e a orientação de vertente podem influenciar consideravelmente na variação vertical da temperatura do ar, ocasionando as inversões térmicas de baixa magnitude (Figura 35).

Figura 35: Ocorrência horária das inversões térmicas por anos (2017 e 2018) para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

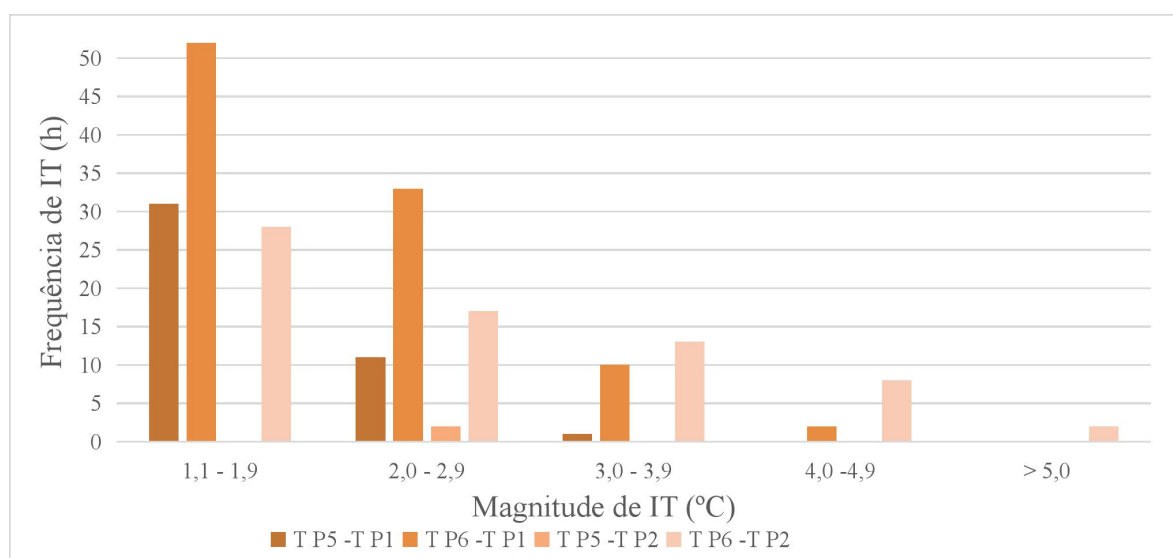


Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Os eventos de inversão térmica de maiores magnitudes ocorreram no período de resfriamento do ar. Para Galvani e Lima (2006), a inversão térmica ocorre principalmente no período noturno, em função do acúmulo de ar frio nas camadas mais baixas, provocado pelo deslocamento do ar mais frio e mais denso, afirmando o apontado por Rolland (2002). Para o período analisado, o predomínio de inversão térmica ocorreu entre 00h00min até as 06h00min, chegando até a 10 horas de ocorrência às 05h00min para o ano de 2017, que neste caso também significa 10 ocorrências. Verifica-se também que ocorre uma variação horária entre os anos.

A magnitude das inversões térmicas predominou de 1,1 até 1,9°C entre os pontos P6-P1, P6-P2 e P5-P1 (Figura 36). Conforme o aumento da magnitude, diminuiu a ocorrência de inversão térmica. Essa diminuição é perceptível também entre os pontos. O valor mais elevado da inversão térmica ocorreu entre os pontos P6 e P2 e chegou até a duas ocorrências com mais de 5,0°C.

Figura 36: Frequência horária das inversões térmicas por intensidade da magnitude da IT (°C).



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

As maiores magnitudes de inversão térmica foram observadas entre os pontos P5-P2 e P6-P2. Esse fato se deve, além do menor número de registros de dados, à posição dos pontos. Mora (2019) também reconheceu em seu estudo na Serra da Estrela, em Portugal, que as inversões de temperatura no ar não são contínuas no espaço, devido à orientação das vertentes. Dessa forma, 13% dos dados (23 horas) corresponderam às inversões térmicas simultâneas entre os pontos P5-P1 e P6 e P1. Esta percentagem é mais representativa no ano de 2018, com 21 horas simultâneas. Os pontos P6-P1 e P6-P2 tiveram as maiores magnitudes de inversões térmicas e as maiores durações.

Na bacia hidrográfica do Rio do Boi verificou-se considerável ocorrência de inversão térmica. Essas são de baixa magnitude e muito próximas do erro instrumental do datalogger (BARATTO; GALVANI; WOLLMANN, 2020). À medida que aumenta a magnitude das

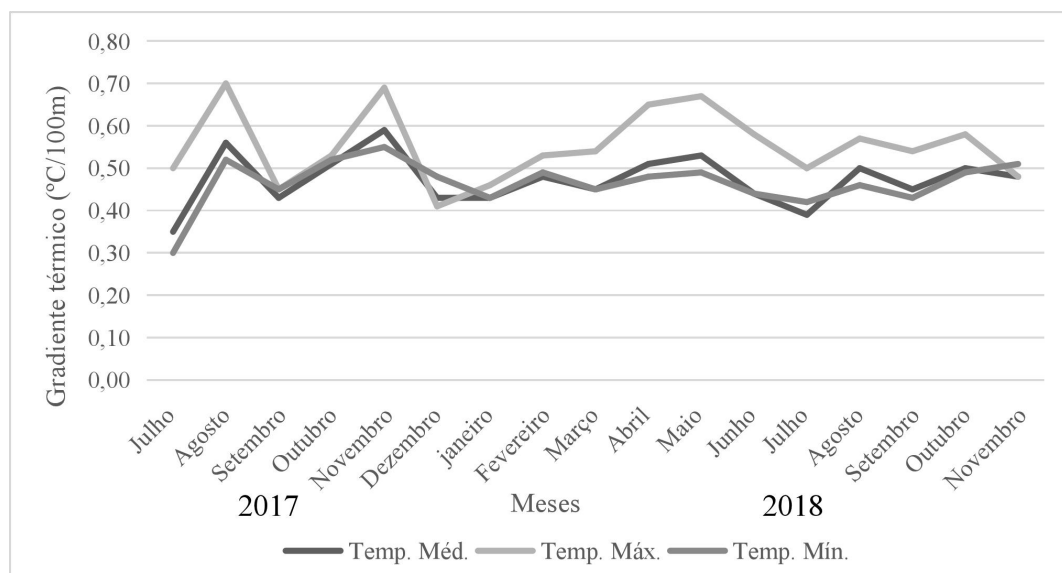
inversões a sua frequência diminuiu. As inversões predominaram no período de inverno, conforme o esperado e destacado pela literatura. Porém, também houve registros elevados no período da primavera.

Os horários de ocorrência também foram mais frequentes no período noturno o que comprova o apontado pelos autores (ROLLAND, 2002; GALVANI E LIMA, 2006; GALVANI; LIMA; FALCÃO, 2010; WANG et al., 2017). Entretanto, verificou-se que a altitude não influencia de maneira total na ocorrência das inversões, sendo que os pontos de maior e menor cotas altimétricas tiveram os menores registros.

6.1.1.2 Variabilidade do gradiente térmico da atmosfera junto à superfície para a temperatura do ar média, máxima e mínima mensal

O gradiente térmico para os dados de temperatura do ar mensais (média, máxima e mínima) variou de forma similar a literatura consultada (TANG; FANG, 2006; WANG et al., 2017; KATTEL et al., 2019). Para a temperatura máxima, o gradiente térmico foi mais elevado na maioria dos meses dos anos de 2017 e 2018, conforme a Figura 37.

Figura 37: Gradiente térmico mensal para a temperatura média, máxima e mínima do ar.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

A taxa de resfriamento para a temperatura máxima sempre apresentou-se mais elevada em comparação à média. No entanto, para os meses de dezembro de 2017 e novembro de 2018, o gradiente térmico da temperatura máxima foi menor que o da temperatura mínima. Nesse sentido, o gradiente térmico para os dados de temperatura máxima oscilou entre 0,40 °C/100m até 0,70 °C/100m. Os valores mais elevados do gradiente térmico foram encontrados nos meses de agosto e novembro de 2017 e abril e maio de 2018, que tiveram os valores acima dos 0,60 °C/100m. Entretanto, os menores valores do gradiente de máximas ocorreram nos meses de setembro e dezembro de 2017 e janeiro e novembro de 2018, com valores variando de 0,40 °C/100m até 0,48 °C/100m.

Observou-se que o gradiente térmico da temperatura máxima foi, na maioria dos meses, superior aos outros gradientes (ROLLAND, 2002; KATTEL et al., 2013; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018). Porém, em relação aos períodos sazonais, ou seja, os meses representantes de cada período, observou-se que o gradiente não variou conforme o apresentado pela literatura. Rolland (2002), ao avaliar o gradiente térmico na região norte da Itália, encontrou a variação de 0,54 °C/100m até 0,58 °C/100m, sendo que as maiores taxas de resfriamento ocorreram durante o verão.

O gradiente térmico da cordilheira dos Andes foi estudado por Córdova et al. (2006). Os autores encontraram o gradiente térmico da temperatura máxima superior em todos os meses, variando de 0,82 até 0,92 °C/100m. Para a temperatura média, a taxa de resfriamento variou de 0,65 até 0,72 °C/100m e para a temperatura mínima do ar de 0,50 até 0,57 °C/100m. Assim, observa-se que ocorrem diferenças entre as três variáveis de temperatura do ar.

Diferentemente de Córdova et al. (2006), Kattel et al. (2012), ao analisarem o gradiente térmico da encosta sul do Himalaia central, encontraram pouca variação entre os gradientes térmicos das temperaturas médias, máximas e mínimas mensais. Assim, os valores mencionados por esses autores foram mais próximos do calculado para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Desse modo, os resultados de Kattel et al. (2012) mostraram que nos meses de junho até setembro não houve elevada variação entre os gradientes térmicos da temperatura média, máxima e mínima. Para o mês de agosto, da pesquisa dos autores, o gradiente da temperatura máxima foi menor que o gradiente da média e mínima. Assim, verifica-se que a variação do gradiente térmico pode ocorrer de forma variada e pode estar relacionada a outros fatores.

No caso dos autores supracitados, houve correlação entre os gradientes e a precipitação pluviométrica. Dessa forma, nos meses com maior precipitação e conseqüentemente maior cobertura de nuvens, os três gradientes térmicos variaram de forma diferenciada em relação

aos meses com pouca precipitação. Assim, quanto maior a quantidade de chuva e cobertura de nuvens (período de monções), menor é a resposta da altitude na variação da temperatura do ar.

Para a temperatura média do ar, o gradiente térmico na bacia hidrográfica do Rio do Boi oscilou entre 0,35 °C/100m até 0,59 °C/100m. Diante disso, observou-se que a taxa de resfriamento da temperatura média não teve um padrão estabelecido quanto às estações do ano. O gradiente térmico mais elevado foi encontrado por Xue et al. (2019), na montanha Luya (China), onde o gradiente térmico mensal variou entre 0,57 °C/100m até 0,79 °C/100m.

Na pesquisa de Xue et al. (2019), nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) o gradiente térmico médio ficou próximo do 0,40 °C/100m, diferentemente do encontrado por Chiu, Lin e Tsai (2014). Os autores investigaram a variação da temperatura do ar conforme o aumento da altitude na Ilha subtropical de Taiwan. Nos meses de verão, os autores encontraram o gradiente térmico oscilando entre 0,55 °C/100m até 0,57 °C/100m, sendo assim mais elevados.

Para o período de inverno, Chiu, Lin e Tsai (2014) encontraram valores menores, variando de 0,49 °C/100m até 0,46 °C/100m. Porém, para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, o gradiente térmico médio para o período de inverno obteve a maior variação e os valores mais elevados. O mês de agosto de 2017 registrou o maior gradiente térmico, com 0,56 °C/100m.

Para esta pesquisa, o gradiente térmico da temperatura mínima do ar oscilou de 0,30 °C/100m até 0,55 °C/100m. Dessa forma, é mais baixo que a taxa de resfriamento da temperatura máxima e equivale ao gradiente da temperatura média do ar. Esses resultados confirmam o apresentado pela literatura, quando afirmam que o gradiente térmico é diferenciado no período de aquecimento e resfriamento (ROLLAND, 2002; KATTEL et al., 2013; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018).

Os meses de setembro e dezembro de 2017 e novembro de 2018 tiveram o gradiente térmico da temperatura mínima igual ou superior ao da temperatura máxima. Nesse contexto, Kattel et al. (2012) reforçam que o céu nublado e em condições úmidas podem reduzir o valor do gradiente térmico durante o dia e aumentar de noite, dessa forma, minimizando a diferença entre os gradientes das temperaturas máximas e mínimas. Os autores também mencionam que nos meses de verão, principalmente durante o dia, a topografia pode desempenhar um papel na redução da temperatura do ar na superfície. Além disso, também pode auxiliar na diminuição dessa diferença. Durante o inverno, observou-se a ocorrência de inversões térmicas, principalmente próximo do horário do registro da temperatura mínima do ar. Assim confirma o apontado por Rolland (2002), as inversões térmicas corroboram para a diminuição

do gradiente térmico no inverno. Nesse mesmo sentido Wang et al. (2017) também reconhecem que durante o inverno as inversões térmicas são responsáveis pela diminuição da taxa de resfriamento do ar noturno.

Desse modo, para a área de estudo, verificou-se que a ocorrência de inversões térmicas durante o inverno e outono ocasionaram no reduzido valor do gradiente térmico da temperatura mínima, legitimando o que apontaram Phan, Kappas e Tran (2018). No período de outono inverno, elevados erros residuais foram observados entre a temperatura mínima e a altitude, o que podem estar associados aos efeitos das ocorrências de inversões térmicas. Além disso, outros fatores como nebulosidade, chuva (KATTEL et al., 2012) e áreas mais úmidas (CÓRDOVA et al., 2006) também podem estar associados a este elevado erro residual.

De maneira geral, observou-se que o gradiente térmico para todo o período dos dados e para o período mensal variou conforme o esperado (ROLLAND, 2002; CÓRDOVA et al., 2006; KATTEL et al., 2012; CHIU; LIN; TSAI, 2014; WANG et al., 2017; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018; XUE et al., 2019). No entanto, verificou-se em alguns meses, principalmente nos meses de verão, que a taxa de resfriamento da temperatura mínima do ar não variou conforme o esperado. Desse modo, outras influências interferem na variação do gradiente térmico, como bem ressaltado por Kattel et al. (2012).

6.1.1.3 Relação entre a temperatura do ar média, máxima e mínima mensal e a altitude

Na análise mensal dos dados de temperatura do ar média, máximo e mínimo mensal, observou-se que a temperatura média e máxima mensal tiveram as maiores correlações entre as temperaturas dos pontos com as suas respectivas altitudes. A correlação para a temperatura média mensal oscilou de -0,72 até -0,99, sendo que o menor gradiente encontrado no mês de julho de 2017. Para os demais meses, o gradiente variou entre -0,94 até -0,99. Em relação a temperatura máxima e mínima mensal, o mês de julho também registrou a menor correlação, sendo de -0,77 para a temperatura máxima e -0,48 para a mínima .

Kattel et al. (2012) também encontraram os menores valores de correlação para a temperatura mínima mensal e a altitude. No entanto, os valores foram mais elevados que para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Assim, para os autores as correlações da temperatura mínima oscilaram entre -0,87 até -0,97. Para as temperaturas médias e máximas mensais os valores de correlação foram próximos entre as duas pesquisas. Porém, para os dados de Kattel

et al. (2012), as correlações foram mais elevadas para as temperaturas médias que para as máximas mensais.

O coeficiente de determinação (R^2) acompanhou a mesma variação do coeficiente de correlação. Assim, para a temperatura mínima foi inferior que para as temperaturas médias e máximas mensais. O R^2 determina o quanto a variável dependente é influenciada pela variável independente. Dessa forma, o coeficiente varia durante os meses e para as três variáveis de temperatura do ar (Tabela 4).

Tabela 4: Coeficientes de correlação e determinação e gradiente térmico para as temperaturas médias, máxima e mínima mensais.

| Ano | Meses | Temperatura média | | | Temperatura máxima | | | Temperatura mínima | | |
|------|--------------|-------------------|---------------------|--|--------------------|---------------------|--|--------------------|---------------------|--|
| | | Correlação (r) | Regressão (R^2) | Gradiente térmico ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) | Correlação (r) | Regressão (R^2) | Gradiente térmico ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) | Correlação (r) | Regressão (R^2) | Gradiente térmico ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) |
| 2017 | Julho | -0,72 | 0,52 | 0,35 | -0,77 | 0,60 | 0,50 | -0,48 | 0,23 | 0,30 |
| | Agosto | -0,96 | 0,92 | 0,56 | -0,94 | 0,99 | 0,70 | -0,76 | 0,64 | 0,52 |
| | Setembro | -0,94 | 0,88 | 0,43 | -0,88 | 0,96 | 0,45 | -0,74 | 0,72 | 0,47 |
| | Outubro | -0,98 | 0,95 | 0,51 | -0,98 | 0,96 | 0,53 | -0,90 | 0,86 | 0,52 |
| | Novembro | -0,96 | 0,93 | 0,59 | -0,97 | 0,86 | 0,69 | -0,87 | 0,88 | 0,55 |
| | Dezembro | -0,98 | 0,97 | 0,43 | -0,91 | 0,82 | 0,41 | -0,97 | 0,94 | 0,48 |
| 2018 | janeiro | -0,99 | 0,96 | 0,43 | -0,93 | 0,89 | 0,46 | -0,97 | 0,95 | 0,43 |
| | Fevereiro | -0,99 | 0,98 | 0,48 | -0,98 | 0,96 | 0,53 | -0,93 | 0,86 | 0,49 |
| | Março | -0,99 | 0,98 | 0,45 | -0,99 | 0,99 | 0,54 | -0,93 | 0,87 | 0,45 |
| | Abril | -0,96 | 0,93 | 0,51 | -1,00 | 0,99 | 0,65 | -0,86 | 0,73 | 0,48 |
| | Maiο | -0,98 | 0,96 | 0,53 | -0,99 | 0,99 | 0,67 | 0,95 | 0,77 | 0,49 |
| | Junho | -0,96 | 0,92 | 0,44 | -1,00 | 0,99 | 0,58 | -0,84 | 0,71 | 0,44 |
| | Julho | -0,96 | 0,93 | 0,39 | -1,00 | 0,99 | 0,50 | -0,91 | 0,83 | 0,42 |
| | Agosto | -0,97 | 0,95 | 0,50 | -0,99 | 0,98 | 0,57 | -0,87 | 0,75 | 0,46 |
| | Setembro | -0,99 | 0,93 | 0,43 | -1,00 | 1,00 | 0,54 | -0,93 | 0,86 | 0,43 |
| | Outubro | -0,99 | 0,98 | 0,50 | -0,99 | 0,98 | 0,58 | -0,97 | 0,95 | 0,49 |
| | Novembro | -0,98 | 0,96 | 0,48 | -0,94 | 0,89 | 0,48 | -0,94 | 0,87 | 0,51 |
| | Média | | -0,96 | 0,92 | 0,47 | -0,96 | 0,93 | 0,55 | -0,76 | 0,79 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

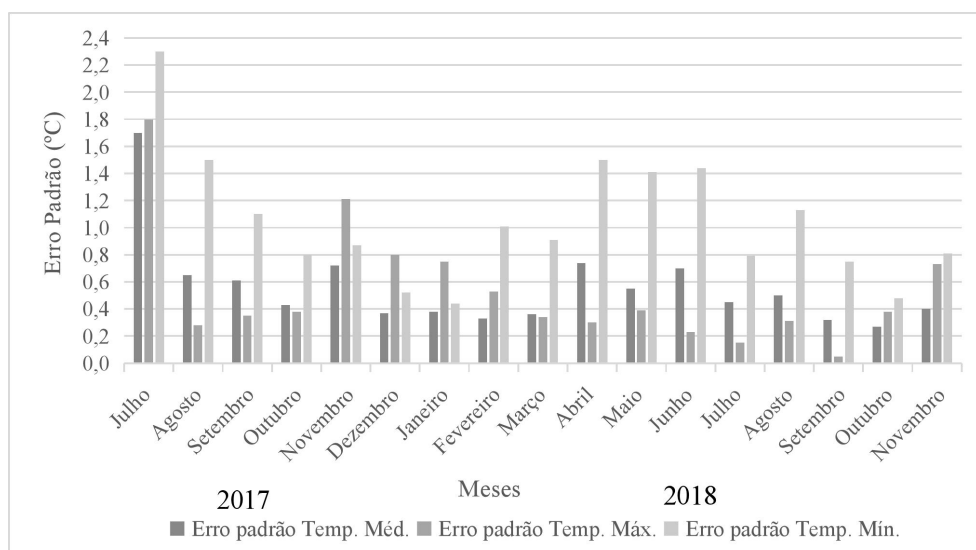
Elaboração: Autora.

Para a temperatura média, o coeficiente de determinação variou de 0,52 até 0,98. O menor valor refere-se ao mês de julho de 2017. Nesse mês, o coeficiente foi inferior aos demais meses do ano, para as três variações de temperatura. Assim, o coeficiente foi de 0,60 para a temperatura máxima e de 0,23 para a temperatura mínima. À vista disso, para o mês de julho a altitude não explicou a variação da temperatura do ar, principalmente para a temperatura mínima. Desse modo, outros fatores como orientação de vertente ou o próprio microclima podem influenciar nessa variação (ARMANI, 2004).

Nessa perspectiva, durante os meses de inverno, Rolland (2002) ressalta que para a temperatura mínima, a taxa de resfriamento do ar pode ser influenciada pelas inversões térmicas que ocorrem pelo acúmulo de ar frio nos vales durante à noite. Recentemente e corroborando com Rolland (2002), Kattel et al. (2012) mencionam que a nebulosidade, precipitação pluvial e inversão térmica podem diminuir a relação entre a altitude e a temperatura do ar. Nos registros de inversão térmica, o menor número de inversões térmicas ocorreu próximo do horário de temperatura mínima, legitimando o apontado Rolland (2002) e Kattel et al. (2012).

Para o mês de julho de 2017, o erro padrão (Figura 38), associado ao coeficiente de determinação, foi elevado para as três medições de temperatura do ar. Isso corrobora com Kattel et al. (2012) que mencionam que quanto mais alto é o erro padrão menor a influência da altitude na variação da temperatura do ar.

Figura 38: Erro padrão (°C) da análise de regressão dos meses para o período de coleta de dados na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Para a temperatura do ar máxima, o coeficiente de determinação foi superior, oscilando de 0,60 até 1,00. Essa temperatura está associada ao menor erro padrão para a maioria dos meses analisados. Esse menor erro padrão se justifica em função da altitude ter a maior influência na variação da temperatura do ar no período de aquecimento (ROLLAND, 2002; KATTEL et al., 2013; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018). No entanto, para os meses de dezembro de 2017,

outubro e novembro de 2018, os menores erros padrões estavam associados à temperatura média do ar, ao invés da temperatura máxima.

Kattel et al. (2018) encontraram valores de coeficiente de determinação mais baixos nos meses de verão na vertente sul do Himalaia central. Os autores relacionaram esses valores ao período de monções, que ocasiona chuva para aquela região. Na área de estudo nesta pesquisa, a precipitação pluviométrica ocorre de forma regular ao longo do ano (SARTORI, 2003; 2016; NERY, 2005; NERY; CARFAN, 2014; CERA; FERRAZ, 2015), assim não ocorrem grandes oscilações pluviométricas mensais. Logo, a interferência da chuva e nebulosidade não é tão determinante na variação mensal do R^2 , porém os nevoeiros podem estar associados a essa variação.

O coeficiente de determinação, para a temperatura mínima do ar mensal, oscilou de 0,23 (junho/2017) até 0,95. O R^2 obteve a maior variação no período de amostragem. Os menores valores de R^2 se restringem mais aos meses de outono e inverno. Assim, nos meses de verão e primavera os valores foram mais elevados, geralmente acima dos 0,80. O erro residual da temperatura mínima do ar foi mais elevado para os meses de abril e maio (outono) e junho e julho (inverno).

Os coeficientes de determinação e o erro padrão vão influenciar no gradiente vertical da temperatura do ar, sendo que o gradiente térmico foi calculado com base na variação altimétrica. Bem como os valores descritos, calculou-se o gradiente térmico para a temperatura média, máxima e mínima para os meses correspondentes ao período de análise dos dados.

6.1.1.4 Variabilidade do gradiente térmico da atmosfera para a temperatura média, máxima e mínima do período

Para todo o período analisado, a bacia hidrográfica do Rio do Boi registrou o gradiente térmico médio de 0,53 °C/100m. No entanto, os trabalhos da mesma linha encontraram valores mais baixos como em Galvani e Lima (2006), Silva, Wollmann e Hoppe (2017), Galvani e Falcão (2010) e Wang et al. (2017). Para o Pico da Bandeira, localizado no Parque Nacional do Caparaó (MG/ES), Galvani e Lima (2006) encontraram o gradiente térmico de 0,40 °C/100m.

Recentemente e corroborando com os autores supracitados, Silva, Wollmann e Hoppe (2017) encontraram o gradiente térmico de 0,40 °C/100m para o Cerro do Botucaraí, localizado na região central do estado do RS. Esse valor foi próximo do encontrado por Wang

et al. (2017) na vertente norte da serra ocidental de Qinling Mountai. Os referidos autores encontraram a taxa de resfriamento de $0,45\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, equivalente ao apresentado pelos autores acima descritos.

O gradiente térmico mais elevado foi encontrado por Córdova et al. (2016), na Cordilheira dos Andes, no sul do Equador. Os autores calcularam a taxa de resfriamento e encontraram o índice de $0,69\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, entre as cotas de 400 a 2600. No caso de Córdova et al. (2016), a variação altimétrica pode ser um contribuinte na elevação da taxa de resfriamento do ar.

Em áreas frias, mais precisamente no Ártico, Ambrozová e Laska (2017) encontraram o gradiente térmico elevado, para a região de Petuniabukta, sendo de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Da mesma forma, Xue et al. (2019), ao estudarem a montanha Luya (China), encontraram a taxa de resfriamento mais elevada, que correspondeu a $0,67\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Assim, esses estudos têm o gradiente térmico aproximado do valor do apontado por Barry e Chorley (2013) como sendo o gradiente térmico médio da atmosfera.

No entanto, a escala de abordagem precisa ser levada em consideração ao analisarmos os gradientes térmicos, consolidando o apontado por Barry e Chorley (2013), que cada local possui um gradiente térmico específico. Além disso, outro importante fato que influencia na variação do gradiente térmico é o período sazonal, conforme afirma Rolland (2002) e é reforçado por Barry e Chorley (2013).

Para a área deste estudo, o gradiente térmico médio encontrado é mais próximo do gradiente térmico global, $0,60\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (VIDE, 199, BARRY: CHORLEY 2013), embora a escala de abordagem seja diferente. Dessa forma, para os trabalhos na mesma escala de abordagem (topoclimática) e altitudes aproximadas, o valor encontrado por esta pesquisa foi superior. Entretanto, para pesquisas da mesma escala de abordagem, porém em altitudes mais elevadas, os gradientes térmicos encontrados pelos autores supracitados foram mais próximos do gradiente térmico global.

A taxa de resfriamento também varia conforme o máximo e o mínimo aquecimento do ar. Assim, para a área de estudo a variação do gradiente térmico da atmosfera da temperatura máxima e mínima foi de $0,56\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ e $0,53\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, respectivamente. Dessa forma, está em conformidade com o apresentado pela literatura, que reconhecem que durante o dia a taxa de resfriamento da temperatura do ar com a altitude é mais elevada, em relação à noite (ROLLAND, 2002; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018). No entanto, observou-se que a taxa de resfriamento da temperatura mínima foi igual da temperatura média do ar para a bacia hidrográfica no período analisado.

Phan, Kappas e Tran (2018) calcularam a taxa de resfriamento do ar para a região noroeste do Vietnã e apresentaram que durante o dia o gradiente térmico da atmosfera variou de 0,38 °C/100m até 0,61 °C/100m. Durante a noite a taxa foi menor, variando de 0,15 °C/100m até 0,58 °C/100m. Um importante fator apresentado Wang et al. (2017) foi que as inversões térmicas noturnas contribuem para a diminuição da taxa de resfriamento do ar durante a noite, principalmente no inverno. Os autores concluíram que durante a noite a topografia interfere mais sobre a temperatura do ar do que durante o dia.

Os valores dos gradientes térmicos desta pesquisa foram próximos dos encontrados por Kattel et al. (2019), na encosta Sul do Himalaia central (Nepal). Para os autores, o gradiente térmico da temperatura média do ar foi de 0,52 °C/100m. Para a temperatura máxima o valor foi mais elevado (0,63 °C/100m), porém para a mínima o valor se manteve similar, correspondendo a 0,53 °C/100m.

Dessa forma, observou-se que as inversões térmicas têm um papel fundamental no gradiente térmico da temperatura do ar na bacia hidrográfica do Rio do Boi. Além disso, durante o período diurno, a variação altimétrica influencia diretamente no gradiente térmico da temperatura máxima do ar, fazendo com que o gradiente seja mais elevado. De maneira geral, os resultados das taxas de resfriamento do ar corroboram com as demais pesquisas que buscaram compreender e analisar a topoclimatologia das áreas elevadas.

6.1.1.5 Relação entre a temperatura média do ar, máxima e mínima com a altitude e a estimativa.

Os dados de temperatura do ar média, máxima e mínima do perfil topoclimático apresentaram forte correlação e regressão (ANDRIOTTI, 2003; SHIMAKURA, 2006) com a altitude. A correlação entre os valores das temperaturas mínimas e as altitudes foi de -0,93. Para as temperaturas médias a correlação foi de -0,97 e para as temperaturas máximas de -0,99, o que corresponde a maior correlação, e é considerado por Andriotti (2003) como uma forte correlação. Conforme também descreve Shimakura (2006), as três medidas de temperaturas apresentaram uma correlação forte, sendo que elas têm uma correlação superior a >0,9. De tal modo, o valor negativo expressa a relação inversa, tendo em vista que a temperatura do ar diminui com o aumento da altitude, como observa-se na tabela 5.

Tabela 5: Análise estatística a partir do modelo de regressão para a média da temperatura média, máxima e mínima do perfil topoclimático.

| Médias das temperaturas (°C) | Reta de regressão | Coefficiente de correlação (r) | Coefficiente de determinação (R ²) | Erro Padrão (°C) |
|------------------------------|---------------------------|--------------------------------|--|------------------|
| Temperatura média | $Y = -0,0053 * A + 19,11$ | -0,97 | 0,94 | 0,57 |
| Temperatura máxima | $Y = -0,0056 * A + 23,48$ | -0,99 | 0,97 | 0,43 |
| Temperatura mínima | $Y = -0,0053 * A + 15,50$ | -0,93 | 0,87 | 0,91 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Esses valores da correlação foram bem próximos do encontrado por Kattel et al. (2012), na encosta sul do Himalaia Central. Os autores também identificaram forte correlação entre a temperatura do ar e a altitude. Na análise mensal, os autores encontraram valores da correlação que oscilam entre -0,96 até -0,98 para a temperatura média do ar, de -0,86 até 0,87 para a temperatura mínima do ar e de -0,94 até -0,98 para a temperatura máxima do ar.

Para o BHRB, o coeficiente de determinação (R²) também foi mais elevado para a temperatura máxima e média, em relação à temperatura mínima. Assim, o R² foi de 0,94 para a temperatura média, 0,97 para a temperatura máxima e 0,87 para a temperatura mínima. Nessa mesma linha, Galvani et al. (2012) identificaram o coeficiente de determinação de 0,99 para a temperatura média do ar e a altitude (entre as cotas altimétricas de 150 a 950 m), no perfil topoclimático no Parque Estadual de Intervalos. No entanto, Paulo et al. (2014) ao analisarem a influência da altitude na variação da temperatura do ar, na Zona da Mata Mineira, entre as cotas altimétricas de 375 m a 779 m, depararam-se com valores mais fracos de coeficiente de determinação, sendo de 0,65, diferentemente do encontrado pelos outros autores supracitados.

Córdoba et al. (2016) analisaram a regressão linear entre a temperatura e a altitude para a Cordilheira dos Andes, na região sul do Equador. Os autores encontraram valores do coeficiente de determinação de 0,98 para a temperatura média do ar, 0,95 para a temperatura mínima do ar e 0,94 para a temperatura máxima do ar. Para o estudo dos autores, o maior coeficiente foi para a temperatura média, ao invés da temperatura máxima, contrariando o encontrado na bacia hidrográfica do Rio do Boi.

Para a temperatura mínima do ar, os valores do r e R² foram inferiores às demais temperaturas. Essa relação mostra que a altitude tem menor influência na variação altimétrica da temperatura mínima. A variação vertical da temperatura pode ser controlada por outros fatores como orientação de vertente (FRITZONS; WREGGE; MONTOVANI, 2015), cobertura

e uso da terra (GALVANI; LIMA, 2006; GALVANI, et al., 2008) e pelas inversões térmicas (ROLLAND, 2002; PHAN; KAPPAS; TRAN, 2018).

Para Kattel et al. (2019), o coeficiente de determinação indica o quanto as respostas são explicadas pelo modelo, contudo, quanto mais alto o valor de R^2 melhor o modelo se ajusta aos dados. Assim, conclui-se que quanto mais alto os valores de R^2 mais provável que em outros pontos da bacia hidrográfica, não amostrados, a temperatura vai responder melhor ao efeito da altitude. Isso se aplica quando buscamos estimar a temperatura do ar para um determinado local, onde não há dados amostrados.

Além disso, Mashall et al. (2007) afirmam que, de maneira geral, quando ocorre uma forte relação entre a altitude e a temperatura do ar, a taxa de resfriamento do ar é elevada. Caso contrário, quando a relação é fraca entre a altitude e a temperatura, a taxa de resfriamento é baixa. Para a área de estudo, observou-se que a temperatura média e mínima, apesar de ter correlação diferente, mas próximas, têm os mesmos valores de gradientes térmicos.

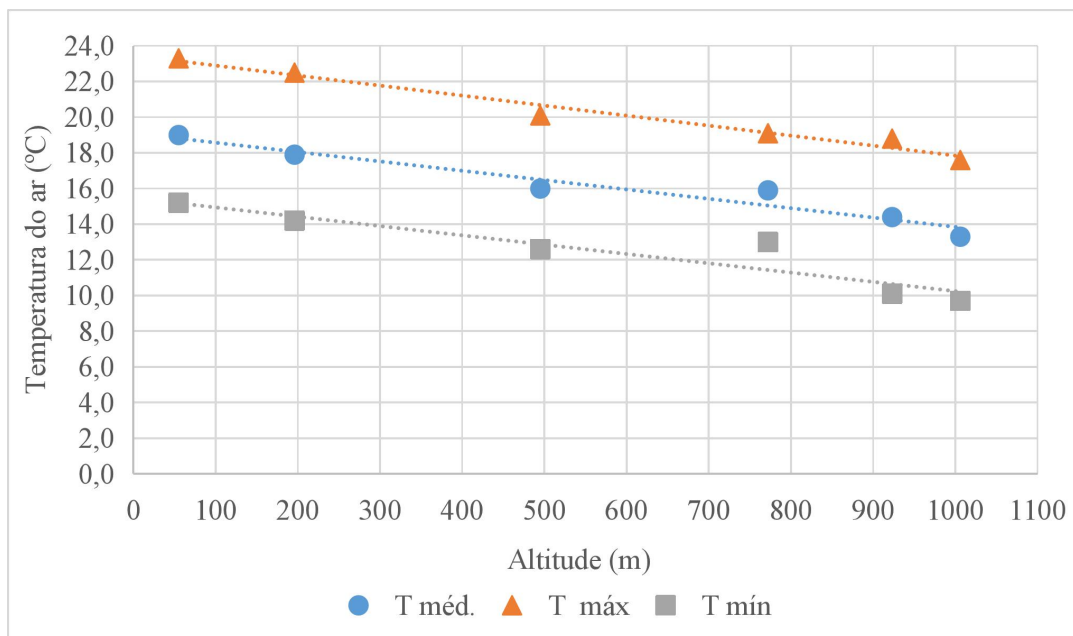
Essa influência também foi verificada no gráfico de dispersão das médias da temperatura média, máxima e mínima. As médias da temperatura máxima e média estão mais próximas da reta de regressão. No entanto, para a temperatura mínima ocorreu maior distorção em relação à reta. Isso explica o erro padrão associado à média de temperatura em cada ponto. Assim, para a mínima o erro foi mais elevado, em relação às demais temperaturas.

Dessa forma, observou-se que o P5, para as três variáveis, teve a maior média. Isso ocorre conforme o esperado em função da sua menor altitude. A média da temperatura máxima foi de 23,3 °C, a média foi de 19,0 °C e a mínima de 15,2 °C. As menores médias foram registradas no P2. Assim, esse ponto de maior altitude registrou a temperatura média de 13,3 °C, temperatura máxima de 17,6 °C e temperatura mínima de 9,7 °C .

Verificou-se que o P3, principalmente para a média da temperatura mínima e média, apresenta o maior distanciamento com a reta de regressão. A diferença entre as médias da temperatura mínima entre os pontos P4 e P3 foi de 0,4 °C. Assim, observou-se que essas médias, em especial para a temperatura mínima, são influenciadas por outros fatores. Desse modo, os coeficientes de correlação e determinação para a temperatura mínima sempre foram inferiores em relação às temperaturas máxima e média.

Os resultados desta pesquisa mostraram que a variabilidade altimétrica dos dados da temperatura média e máxima apresentaram melhores correlações com a altitude, em comparação aos da temperatura mínima (Figura 39). O P3, em especial, apresenta outros fatores que influenciam na variação da temperatura mínima do ar, como vegetação e orientação da vertente (ARMANI, 2004).

Figura 39: Gráfico de dispersão da média da temperatura média, máxima e mínima do ar em cada ponto do perfil topoclimático da temperatura do ar na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

A partir da reta de regressão da temperatura média, máxima e mínima pode-se estimar as respectivas temperaturas do ar para toda a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Na espacialização da temperatura mínima do ar os valores estimados oscilaram de 9,9 °C até 16,1 °C. As menores temperaturas se localizam no setor norte da bacia hidrográfica, com variação entre 9,9 °C até 10,7 °C. Essas temperaturas têm a maior abrangência na área de estudo. À medida que a altitude diminui ocorreu o aumento da temperatura do ar, chegando até 16,1°C no setor sudeste da bacia hidrográfica.

A maior variabilidade da temperatura mínima do ar ocorreu no setor central da área de estudo e nos divisores d'água, a nordeste e sul da bacia hidrográfica, onde também ocorrem as maiores declividades (conforme Figura 7). Nesses setores a temperatura mínima variou de 10,8 °C a 14,3 °C em 800 metros de altitude. Para toda a área de estudo, a variabilidade da temperatura mínima foi de 6,2 °C, sendo a menor entre as três variações de temperatura.

Essa menor variação da temperatura mínima do ar corrobora com Rolland (2002). O autor enfatiza que a taxa de resfriamento é menor no período de temperaturas mínimas (noite). Essa redução ocorre em função das inversões de temperatura nos fundos de vales. O que implica na menor variabilidade da temperatura no ar nesse período, ou seja, a temperatura diminui ou

aumenta menos com o aumento ou diminuição da altitude. Assim, essa relação também foi observada na BHRB, pois como já mencionado ocorrem inversões térmicas na área de estudo (Figura 33).

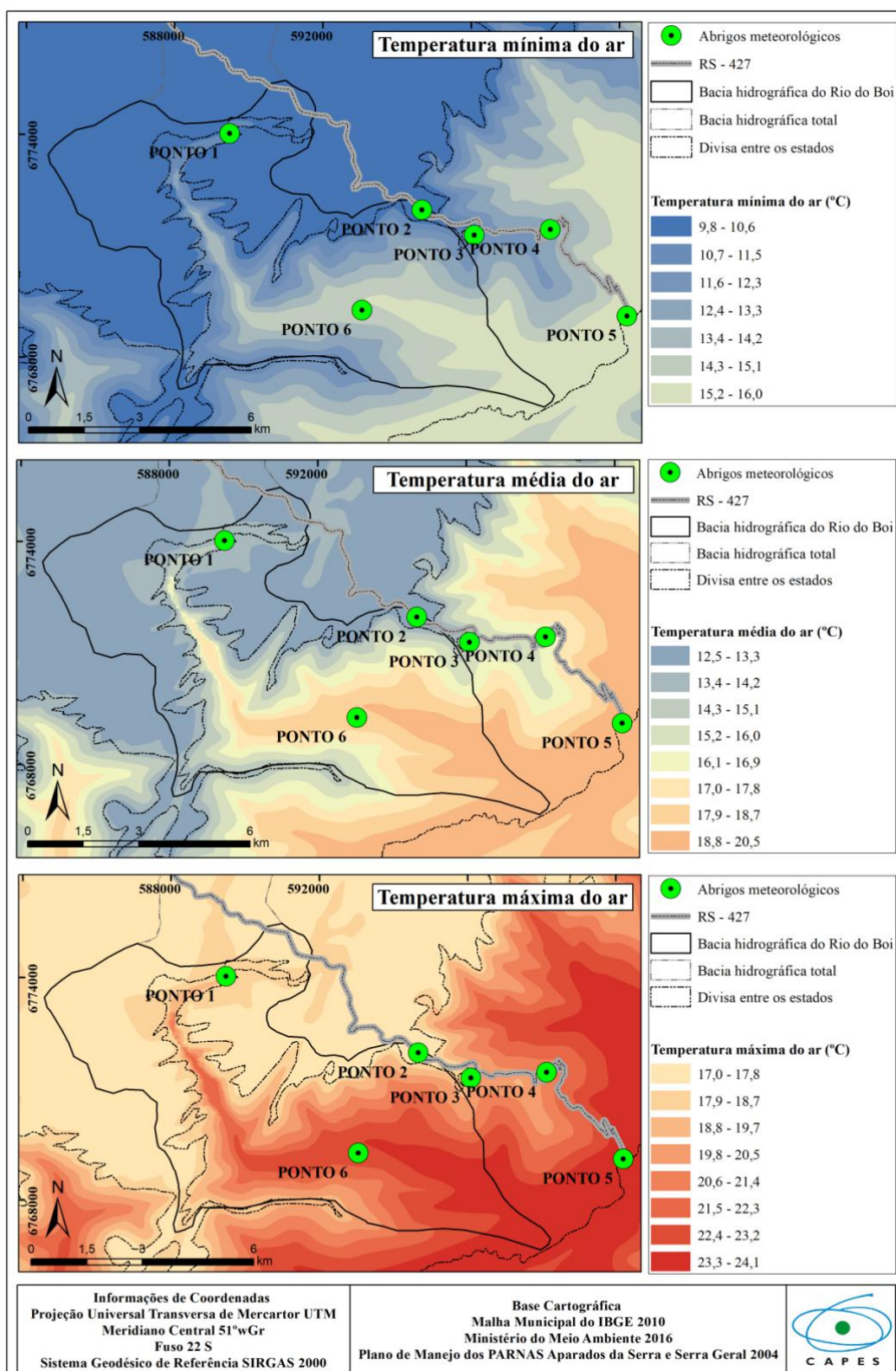
Em relação à temperatura média do ar, verificou-se que no setor norte ocorreram as menores temperaturas, porém menos homogênea que a temperatura mínima. No setor norte, a temperatura média variou entre 12,5 °C até 13,3 °C. Nas áreas mais elevadas, próximas aos 1000 metros, e nas áreas mais baixas a temperatura média do ar variou entre 13,4 °C até 14,2 °C. No setor sul e sudeste da bacia hidrográfica do Rio do Boi, a temperatura média do ar variou entre 18,8°C até 20,5°C. Nesse setor estão localizadas as menores altitudes, não ultrapassando os 140 metros de altitude. Assim, bem como na temperatura mínima do ar, a temperatura média tem no setor central da bacia hidrográfica as maiores variações da temperatura, no entanto com oscilações de 14,3 °C até 17,8 °C.

Na espacialização da temperatura máxima do ar, a variabilidade da temperatura ocorreu de maneira similar às temperaturas média e mínima. Dessa forma, nas áreas mais baixas concentram-se as temperaturas mais elevadas (23,3 °C até 24,1 °C). Ao passo que nas áreas mais elevadas, a temperatura máxima do ar é inferior, variando de 17,0 °C até 18,7 °C. Diferentemente da temperatura mínima, mas corroborando com a temperatura média, a temperatura máxima do ar, nas áreas elevadas da área de estudo, foi mais variável, ou seja, obteve a maior variabilidade.

Corroborando com esta pesquisa, Córdova et al. (2006) estimaram a temperatura do ar na cordilheira dos Andes (Sul do Equador) e também encontraram a maior variabilidade para a temperatura máxima do ar. Os referidos autores estimaram a espacialização da temperatura do ar em dois dias distintos, um para o período seco e outro para o período chuvoso. Assim, eles identificaram que no período seco a variabilidade dos três parâmetros de temperatura do ar (média, máxima e mínima) foi maior em relação ao período chuvoso, devido ao céu limpo facilitar as saídas das ondas longas.

Observou-se que todas as medidas de temperaturas do ar (média, máxima e mínima) têm os seus menores valores no setor norte e os maiores valores no setor sul/sudeste da bacia hidrográfica (Figura 40). Os menores valores de temperatura estão associados às maiores altitudes e os maiores valores as menores altitudes, reforçando o apresentado por Córdova et al. (2006) que nos fundos de vales ocorrem os maiores valores de temperatura do ar e nas áreas mais elevadas são registrados os menores valores, tanto para a temperatura média, máxima e mínima.

Figura 40: Estimativa da temperatura média, máxima e mínima do ar para a bacia hidrográfica do Rio do Boi (RS/SC).



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
 Elaboração: Autora.

Recentemente, Santos, Moraes e Galvani (2015) também encontraram que ocorre a relação inversamente proporcional entre a temperatura do ar e a altitude. Dessa forma, onde estão as maiores altitudes concentram-se as menores temperaturas e onde estão localizadas as menores altitudes os valores da temperatura do ar são maiores. Observou-se que essa variação ocorreu para os três parâmetros de temperaturas analisados. Essa relação também foi encontrada nos trabalhos de Pezzopane et al. (2004), Galvani et al. (2012), Paiva, Silveira e Baldo (2011) e Lyra et al. (2011).

A espacialização da temperatura média do ar na bacia hidrográfica do Rio do Boi (RS/SC) corrobora com as classificações climáticas da área de estudo de Alvares et al. (2013) e Beck et al. (2018). No setor da bacia hidrográfica com as maiores altitudes ocorreram as menores temperaturas e no setor com as menores altitudes encontram-se as maiores temperaturas do ar. Além disso, observa-se que a área de estudo é pequena, e os pontos de amostragem eram próximos. Assim, corrobora com o ressaltado por Fritzens, Wrege e Montovani (2015), que o desnível altimétrico é o que exerce a maior influência na diferenciação das temperaturas. Assim, verificou-se essa influência na área de estudo.

Por meio da espacialização da temperatura do ar (média, máxima e mínima) verificou-se que a variação das três medições de temperaturas oscila similarmente para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. As maiores variabilidades das medidas de temperatura do ar ocorreram entre as cotas de 850 metros a 300 metros. No entanto, as maiores e menores altitudes as temperaturas do ar foram mais homogêneas, para os três parâmetros. Porém, a temperatura máxima e média apresentaram a maior oscilação nas elevadas altitudes.

6.1.2 Variabilidade higrométrica para o perfil topoclimático da bacia hidrográfica do Rio do Boi

6.1.2.1 Variabilidade da umidade relativa do ar média diária

Na análise da variabilidade da umidade relativa do ar, os dados variaram próximo dos 80% em cada ponto. O P6 registrou a maior média com 89,0% e o P2 registrou a menor média com 81,2% (Tabela 6). Valores similares foram apresentados no estudo de Falcão et al. (2010) no Parque Nacional do Caparaó (MG/ES), onde a umidade relativa oscilou entre 75,7% e 88,6%.

Tabela 6: Estatística descritiva a partir das médias diárias da umidade relativa do ar em cada ponto.

| Estatística descritiva | UR P1 | UR P2 | UR P3 | UR P4 | UR P5 | UR P6 |
|----------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Altitude (m) | 923 | 1006 | 772 | 495 | 55 | 196 |
| Umida. relativa média (%) | 88,4 | 81,6 | 85,8 | 86,3 | 85,6 | 89,1 |
| Umida. relativa máxima Absol (%) | 97,1 | 95,1 | 97,2 | 97,6 | 98,0 | 97,8 |
| Umida. relativa mínima Absol (%) | 64,2 | 58,6 | 37,3 | 54,9 | 53,3 | 57,7 |
| Amplitude (%) | 32,9 | 36,5 | 59,9 | 42,7 | 44,8 | 40,1 |
| Desvio padrão (%) | 7,0 | 9,4 | 10,6 | 8,6 | 8,1 | 7,4 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Para algumas pesquisas, geralmente em locais com maior altitude, os pesquisadores encontraram menores valores de umidade relativa média e as maiores variabilidades. Um desses casos é o do monte Kilimanjaro (Tanzânia), localizado entre as altitudes de 1890 a 5800 metros. A pesquisa desenvolvida por Duane et al. (2008) apresentou a maior variabilidade de umidade relativa do ar, variando de 54,4% nas maiores altitudes até 97,7% nas menores altitudes. Recentemente e para altitudes elevadas, Gheyhet, Mohammat e Tang (2020) analisaram, entre outros elementos, a variabilidade da umidade relativa do ar para as vertentes norte e sul da Montanha Tiansham, na Ásia Central. Os autores também se depararam com elevada variabilidade da umidade relativa média anual. Na vertente sul, os valores foram menores, variando de 39% até próximo dos 60%. Para a vertente norte, os valores foram mais elevados e oscilaram de 55% até aos 70%.

Sartori (2003) menciona que no Rio Grande do Sul, a umidade relativa do ar varia em média de 75% a 85%. Para o verão, os valores ficam próximos de 68% a 85%, e no inverno os valores variam entre 76% e 90%. Conforme o Atlas Climatológico da Região Sul (WREGGE et al., 2011), a região de estudo tem em média os maiores valores umidade relativa do ar, sendo entre 80% e 82%. Desse modo, os valores encontrados no perfil topoclimático corroboram com os autores supracitados.

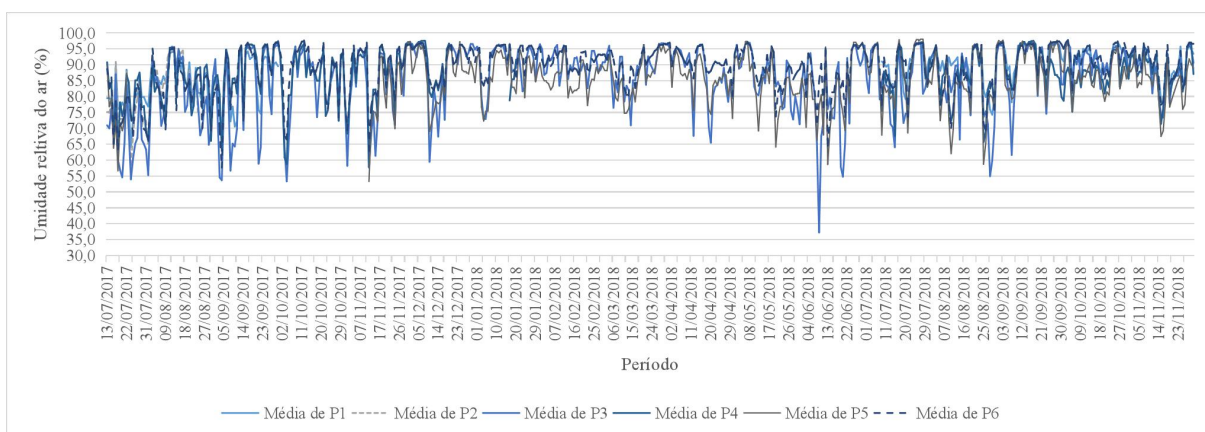
Nos valores médios diários, observou-se que a umidade relativa do ar máxima foi registrada no P5 com 98,0%, que está localizado a uma altitude de 55m, porém o valor foi muito próximo do P6 (97,8%), com uma diferença de 0,2%. O ponto de menor umidade relativa máxima foi registrado no P2, sendo de 95,1%. Assim, observou-se que a umidade relativa máxima não chega aos 100%, que ocorre quando o ar está saturado. Esses valores podem estar associados ao erro instrumental do sensor que é de +/-3% para a umidade do ar. No entanto,

para Armani (2004), ao analisar a variabilidade da umidade relativa do ar em uma bacia hidrográfica em Cunha (SP), encontrou valores de umidade relativa máxima geralmente à 100%. O autor reforça que esse valor do ar saturado é pela proximidade do oceano e também pela área estar na borda da serra do Mar.

Em relação à umidade relativa mínima diária, o P3 registrou a menor umidade mínima (37,3%), e no P1 o maior registro com 64,2%. A partir dos dados de umidade relativa média diária do ar, observou-se que a umidade oscilou de aproximadamente 36,0% até 98,0%. Dessa forma, a umidade relativa do ar foi muito variável ao longo de todo o período de análise (13/07/2017 até 30/11/2018), como também entre os pontos de coleta. As maiores variações diárias ocorreram nos dias em que se registrou os maiores valores de umidade relativa, como no dia 09/06/18. Nesse dia, o P3 registrou 37,3% e o P6 registrou umidade com 84,8%.

Nesse contexto, Varejão-Silva (2006) destaca que o teor de umidade do ar pode variar no espaço e no tempo. Com isso, a variação temporal da umidade do ar de um local depende da circulação da atmosfera, da localização referente a fontes de vapor d'água, do suprimento de energia solar, entre outros. Na Figura 41 apresenta a variação da umidade relativa do ar para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

Figura 41: Variabilidade da umidade relativa média diária do ar para o período de 13/07/2017 até 30/11/2018.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Durante os meses de dezembro até abril, a umidade relativa média do ar registrou a menor variação, sendo esses meses representantes do verão e outono. Para os demais meses, a umidade relativa média diária obteve elevadas variações. Verificou-se também que quando

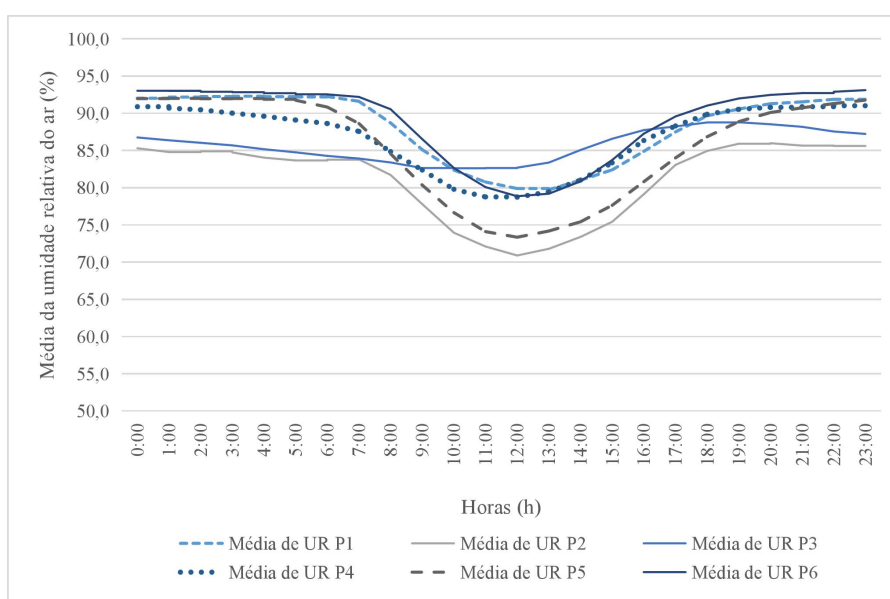
ocorreu elevados valores de umidade diária, próximo do ponto de condensação, a variação da umidade entre as cotas (pontos) altimétricas não foi tão elevada. No entanto, para os dias em que a umidade relativa do ar estava mais baixa a variabilidade foi maior.

Desse modo, pode-se observar que quando ocorreu os maiores valores de umidade relativa do ar, a umidade se estabilizou e verificou-se um padrão conforme as cotas altimétricas. Assim, nesses períodos úmidos, é possível a ocorrência de chuva ou a presença de nevoeiro. Dessa forma, observou-se que em todas as cotas altimétricas a umidade registrada foi homogênea, com pouca ou quase nenhuma variação. No entanto, quando o período está menos úmido, pode ocorrer a influência das características de cada ponto (vegetação, orientação da vertente) na manutenção da umidade ou a diminuição da umidade do ar, criando assim, um microclima

6.1.2.2 Variabilidade da umidade relativa do ar média horária

Em relação a umidade relativa média horária apresentada em cada ponto, observou-se uma variação horária similar em todos os pontos, com exceção do ponto P3 (Figura 42). Os demais pontos tiveram a variação da umidade relativa horária, conforme o relatado pela literatura (VIDE, 1999; VAREJÃO-SILVA, 2006; BARRY; CHORLEY, 2013).

Figura 42: Variação da média da temperatura do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

No período noturno, a umidade relativa tem seus maiores valores e no período diurno os menores valores. O valor mínimo diário ocorreu próximo ao horário de máxima temperatura do ar (TUBELIS; NASCIMENTO, 1984; VIDE, 1999). Assim, os valores de máxima e mínima umidade relativa do ar, para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, valida o apresentado por Gheyhet, Mohammat e Tang (2020), para a Montanha Tiansham na Ásia Central. Os autores encontraram os maiores valores médios de umidade relativa no período da manhã (07h00min), e os menores valores no período da tarde (14h00min) em ambas as encostas analisadas.

No entanto, no P3 verificou-se que a variação horária diária não ocorreu conforme o observado nos demais pontos e também de acordo com o destacado pela literatura (TUBELIS; NASCIMENTO, 1984; VIDE, 1999; VAREJÃO-SILVA, 2006; BARRY; CHORLEY, 2013; GHEYHET; MOHAMMA; TANG, 2020), principalmente nas primeiras horas da manhã. Lembra-se que, geralmente, a umidade mínima do ar registrada no P3 foi inferior aos demais pontos, dessa forma, isso reflete na média horária desse ponto.

Ao analisar a temperatura do P3 e a umidade relativa do ar, não se observou correlação expressiva, embora negativa (-0,23) não expressa a correlação significativa. Essa relação também não foi confirmada entre a umidade média, máxima e mínima diária. Diante disso, observou-se que outros fatores estavam relacionados à variação da umidade no P3, como o vento, cobertura vegetal e declividade. Nesse contexto, o vento associado a vertente, em que o P3 estava instalado, podem contribuir para essa diferença na variação da umidade relativa nesse ponto, conforme apontam Fritzens, Wrege e Montovani (2015). Os autores mencionam que as vertentes voltadas para o sul estão sujeitas a influência dos ventos oriundos do quadrante sul, que são mais secos e frios para o estado do Rio Grande do Sul.

Assim, observou-se que a umidade relativa do ar ao longo do dia, no P3, variou próximo dos 80%. Então associou-se que isso decorre devido à orientação da vertente (sul) e a cobertura vegetal. Além do vento associado às vertentes voltadas para o sul, como apontaram Fritzens, Wrege e Montovani (2015). Alguns outros autores, como Armani (2004) e Silva e Jardim (2017) ressaltam que quando as vertentes de face sul são mais sombreadas e mais úmidas que as outras orientações de vertentes. Além disso, associados com a declividade e o substrato arbóreo podem influenciar na variação da umidade relativa do ar. Todas essas características foram encontradas no P3, o que ocasionou no ar mais úmido e não variando a umidade relativa do ar conforme a entrada de energia. Dessa forma, como a vertente era

voltada para o sul, a umidade do ar não é influenciada diretamente pela incidência dos raios solares.

Em relação aos demais pontos, os menores valores horários de umidade ocorreram no P2. Os pontos P6 e P1 tiveram as maiores médias horárias. Desse modo, a umidade no P6 tem os maiores valores. Entretanto, quando ocorreu o máximo aquecimento, ou seja, quando ocorre a menor umidade relativa diária (11h00min e 13h00min), a umidade relativa do ar no P1 foi mais elevada do que no P6. Esse ponto está a uma altitude de aproximadamente 800 metros inferior ao P1.

Os pontos P4 e P5 tiveram a variação semelhante aos pontos P6 e P1 no período de resfriamento, porém com valores inferiores. O P4, nas primeiras horas do dia, teve a umidade inferior ao P5. Em ambos os pontos, a umidade começa a diminuir primeiro que nos pontos P1 e P6. No período de aquecimento, quando ocorre o registro da mínima umidade diária, a umidade no P5 foi inferior ao P4, que se aproxima dos valores dos pontos P1 e P6.

Ao analisar a variação horária da umidade relativa do ar, observou-se que os pontos P2 e P3 tiveram essa variação influenciados por outros fatores. No P2, a variação pode estar relacionada ao número de amostragem dos dados, tendo em vista que é inferior aos demais pontos. Os dados de amostragem do P2 corresponderam aos períodos de inverno e primavera de 2017. Esse ponto também está localizado nas maiores altitudes e no topo da serra.

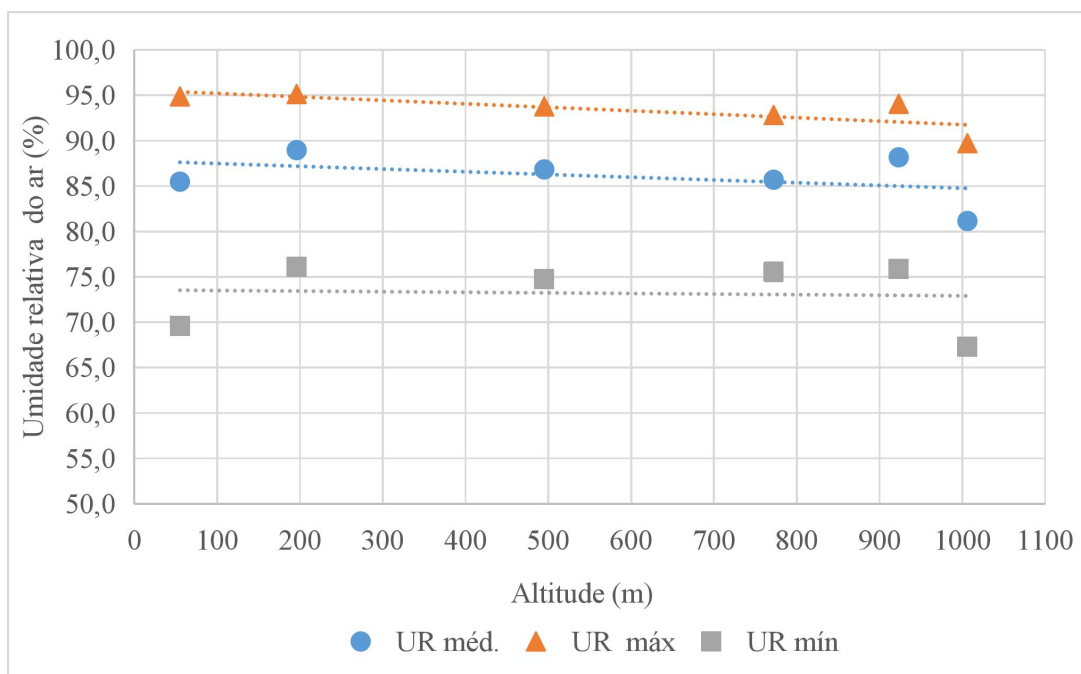
Desse modo, na altitude de 774 metros, a umidade relativa do ar, bem como a temperatura do ar, não teve grandes amplitudes diárias, pois a temperatura média horária para o P3 também não variou conforme os outros pontos. Assim, destaca-se que o microclima destes pontos teve a maior influência que a topoclimatologia. Essa característica também foi encontrada por Pepin et al. (2017), no Kilimanjaro (Tanzânia/Quênia). Os autores encontraram que nos pontos instalados na vertente voltada para sudoeste, os valores de umidade relativa do ar foram maiores que os voltados para o nordeste. A encosta sudoeste alcança seu maior valor de umidade relativa do ar (80%), entre as 12h00min e 18h00min a uma altitude de 5000 m, enquanto a encosta voltada para o nordeste tem seus maiores valores às 18h00, entre as altitudes de 3500-4000m.

Dessa forma, a pesquisa de Pepin et al. (2017) corrobora com a presente pesquisa quanto à variação da umidade relativa do ar em função da orientação da vertente. Assim, as vertentes voltadas para a orientação sul e sudoeste tiveram os maiores valores de umidade, comprovado também por Armani (2004), Fritzens, Wrege e Montovani (2015) e Silva e Jardim (2017). No entanto, os valores médios de máxima e mínima umidade relativa do ar foram diferenciados, sendo a diferença altimétrica um fator que interfere nessa variação.

6.1.2.3 Relação da média da umidade relativa média, máxima e mínima com a altitude

Com base nos dados, observou-se que a umidade relativa do ar não obteve relação estatisticamente comprovada com a altitude, onde o p-valor foi superior a 0,05, para as três variáveis (Figura 43). Gheyhet, Mohammad e Tang (2020) também não encontraram relação significativa entre a umidade relativa média com altitude para a encosta norte da montanha de Tianshan na Ásia Central. No entanto, para a encosta sul, a umidade relativa do ar obteve um aumento significativo como a elevação da altitude, conforme apontaram os referidos autores. A variação da umidade relativa do para a encosta sul, da montanha de Tianshan, corrobora com Falcão et al. (2010), que encontraram uma forte relação ($R^2 - 0,80$) entre a umidade relativa média do ar e a altitude. Entretanto, Falcão et al. (2010) também destacam que além da altitude, outros fatores como a temperatura do ar, cobertura vegetal no solo e radiação solar contribuem para essa correlação.

Figura 43: Gráfico de dispersão da média da umidade relativa média, máxima e mínima do ar para as cotas altimétricas.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

Além da pesquisa de Gheyhet, Mohammat e Tang (2020), Chae et al. (2012) analisaram a variabilidade da umidade relativa do ar na montanha BaekduDaegan, localizada na região norte da Coreia do Sul, entre as altitudes de 316 a 1062m, e também não encontraram diferenças na variação da umidade relativa média do ar em relação à altitude. Dessa forma, ao plotar a relação entre os valores médios de umidade relativa do ar e a altitude observou-se a pouca ou quase ausente variação dos valores de umidade relativa com a altitude. No entanto, para a umidade relativa máxima e média verifica-se uma leve variação.

Para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, a umidade relativa mínima não é influenciada pela altitude. Dessa forma, como apresentados nas outras análises, a variabilidade da umidade mínima é influenciada por outros fatores. Os resultados encontrados nesta bacia hidrográfica são opostos aos apresentados por Moraes, Santos e Galvani (2015), que analisaram a variabilidade da umidade relativa do ar no perfil topoclimático da trilha Caminhos do Mar em SP. Os autores encontraram forte correlação entre a altitude e a umidade relativa do ar mínima. Apesar disso, para a umidade relativa do ar média, os autores encontraram uma fraca correlação. Os referidos também concluíram que a altitude não é o único fator no controle da umidade relativa do ar, sendo que a cobertura vegetal e o uso da terra também podem influenciar nessa variação.

Dessa forma, outros autores também encontraram que a altitude não é o único fator na determinação da umidade relativa do ar, mas também a cobertura e uso da terra pode influenciar (GALVANI et al., 2008; FALCÃO et al., 2010). Nessa perspectiva, para o Parque Estadual de Intervales (SP), Galvani et al. (2008) relatam que esses fatores estão associados ao nível microclimático não topoclimático (altitude).

Diante disso, observou-se que para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, para a altitude de até 1006m, a altimetria não explica a variação da umidade relativa do ar. Então, como bem exposto por outros autores, as condições de vegetação ou orientação da vertente podem estar mais relacionadas à variação higrométrica. Como na área de estudo, os pontos foram instalados em ambientes similares, a orientação da vertente pode ser um fator mais determinante na variação da umidade relativa do ar.

6.1.3 Variabilidade da umidade absoluta do ar média diária

Para o período analisado, a média da umidade absoluta do ar variou entre 8,3 g/m³ (P2) e 14,2 g/m³ (P5). Os menores valores médios da umidade absoluta ocorrem nos pontos de maior altitude. Entretanto, os maiores valores ocorrem nos pontos de menor altitude. Valores mais

baixos de umidade absoluta do ar foram encontrados por Gheyhet, Mohammat e Tang (2020) nas duas vertentes estudadas na montanha de Tianshan, na Ásia Central. Para a vertente norte, os valores médios foram $2,5 \text{ g/m}^3$ até $4,9 \text{ g/m}^3$ e para a vertente sul os valores variaram entre $3,1 \text{ g/m}^3$ até $4,0 \text{ g/m}^3$. Esses valores são mais baixos devido ao fato da montanha de Tianshan ter as maiores altitudes que a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

A maior umidade absoluta máxima diária do ar foi registrada de $20,1 \text{ g/m}^3$, no P5. O P1 registrou a menor umidade absoluta máxima diária, com $12,0 \text{ g/m}^3$. Diferentemente da umidade absoluta média e máxima diária, a umidade absoluta mínima registrou no P6 a maior umidade e no ponto P3 a menor umidade absoluta (Tabela 7).

Tabela 7: Estatística descritiva a partir das médias diárias da umidade absoluta do ar em cada ponto.

| Estatística descritiva | UA P1 | UA P2 | UA P3 | UA P4 | UA P5 | UA P6 |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Altitude (m) | 923 | 1006 | 772 | 495 | 55 | 196 |
| Umida. absoluta média (g/m^3) | 10,2 | 8,3 | 11,9 | 12,0 | 14,2 | 13,9 |
| Umida. absoluta máxima Absol (g/m^3) | 16,3 | 12,0 | 18,5 | 18,6 | 20,1 | 19,8 |
| Umida. absoluta mínima Absol (g/m^3) | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 4,5 | 4,7 | 5,0 |
| Amplitude (g/m^3) | 12,4 | 8,2 | 14,7 | 14,2 | 15,4 | 14,8 |
| Desvio padrão (g/m^3) | 2,3 | 1,7 | 2,7 | 2,5 | 3,3 | 3,0 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

Em relação à variação temporal dos dados em cada ponto, observou-se que o P2 obteve o menor desvio padrão. Essa menor variação pode estar relacionada ao fato de ser o ponto com a menor amostragem de dados. Os pontos P5 e P6 tiveram as maiores variações da umidade absoluta diária, com $3,3 \text{ g/m}^3$ e $3,0 \text{ g/m}^3$. No entanto, os pontos P1, P3 e P4 também tiveram falhas na coleta dos dados e os desvios padrões variaram de $2,7 \text{ g/m}^3$, $2,7 \text{ g/m}^3$ e $2,5 \text{ g/m}^3$, respectivamente.

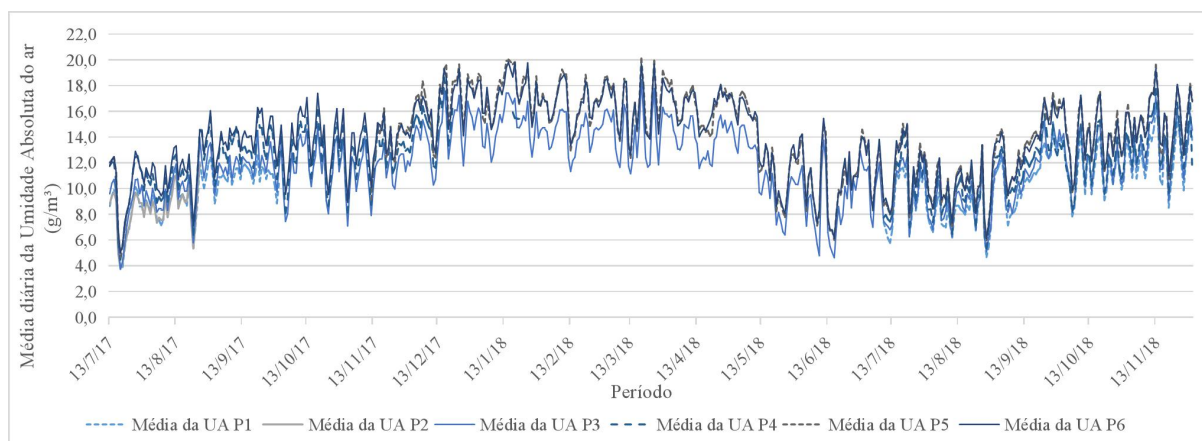
Dessa forma, observou-se a variabilidade da umidade absoluta do ar nos diferentes pontos e durante o período de análise. Além disso, verificou-se a variação sazonal da umidade absoluta, principalmente. Nos meses de verão e outono ocorreram os valores mais elevados de umidade absoluta nos pontos. Ao passo que no período de inverno e primavera registraram os menores valores. Resultados semelhantes foram encontrados por Gheyhet, Mohammat e

Tang (2020). Na pesquisa dos autores, no verão ocorreram os valores máximos e os mínimos no inverno ou primavera.

No estudo de Gheyhet, Mohammat e Tang (2020), o aumento da umidade absoluta e relativa ocorreu no verão, devido às chuvas abundantes que se concentram nesse período, diferente do inverno e da primavera. Entretanto, para a bacia hidrográfica do Rio do Boi verificou-se que as chuvas não tiveram interferência na variação da umidade absoluta. Porém, a temperatura do ar pode estar mais associada aos maiores registros de umidade absoluta no verão, tendo em vista a relação direta da umidade absoluta com a temperatura do ar (WHITEMAN, 2000; BARRY; CHORLEY, 2013; RANGWALA, 2013).

Os resultados desta pesquisa corroboram com Leal, Brondi e Bastista (2017). Os autores analisaram a variabilidade da umidade absoluta para a cidade de Curitiba, e também encontraram os valores de umidade absoluta variando conforme as estações. Assim, os maiores valores de umidade absoluta do ar ocorreram no verão, como também as maiores diferenças higrométricas (Figura 44).

Figura 44: Variação diária da umidade absoluta do ar para os pontos no período de 13/07/2017 até 30/11/2018.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

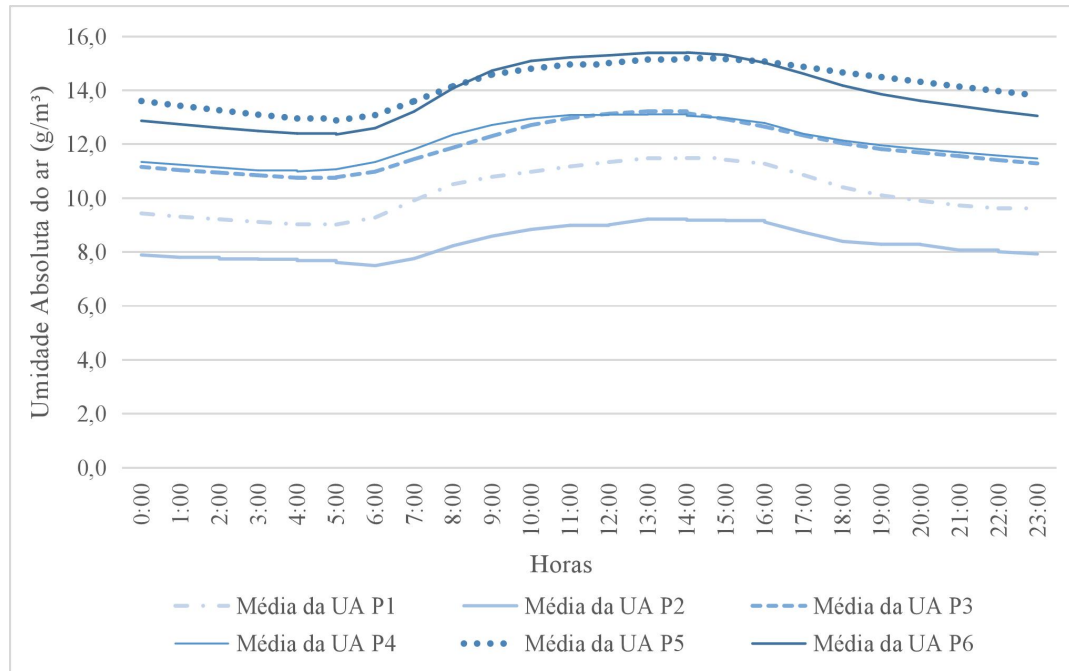
Na análise temporal dos dados de umidade absoluta do ar, bem como da umidade relativa do ar, observou-se que a variação obedece às estações do ano. Para a umidade relativa do ar, o período de verão registrou a menor amplitude higrométrica. No período de primavera e inverno, a amplitude higrométrica foi maior, tanto entre os dias, quanto entre os pontos. No

período de inverno e primavera ocorreram as maiores variações temporais e espaciais (entre as cotas altimétricas) da umidade absoluta. No entanto, no verão essa variação não foi tão expressiva.

6.1.3.1 Variabilidade da umidade absoluta do ar média horária

De maneira geral, a variação da média horária da umidade absoluta do ar foi similar para todos os pontos da bacia hidrográfica do Rio do Boi. No entanto, foi visível a influência da altitude na variação da umidade absoluta, sendo que os pontos de maior altitude registraram os menores valores, em oposição as menores altitudes tiveram os maiores valores. Essa variação ocorreu conforme afirma Rangwala (2013). O autor menciona que a concentração de vapor d'água diminui com o aumento da altitude em decorrência da concentração de vapor de água ser proporcional à temperatura do ar (Figura 45).

Figura 45: Variação da média da umidade absoluta do ar horária para todo o período na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

Assim, o ponto de maior altitude (P2) registrou a menor concentração de vapor de água, oscilando de 7,9 g/m³ até aproximadamente 9,5 g/m³. Dessa forma, observou-se que a umidade absoluta horária variou de forma similar a média da temperatura do ar horária. À vista disso, o horário de mínima umidade absoluta ocorreu às 06h00min e a máxima umidade absoluta ocorreu próximo das 13h00min às 14h00min, embora que o valor máximo não foi muito acentuado

Essa mesma variação horária dos valores máximos e mínimos da umidade absoluta do ar não foi encontrada por Gheyret, Mohammat e Tang (2020). Para esses autores, os maiores valores de umidade absoluta diária para a encosta sul apareceram à meia-noite, e o menor valor ocorreu à tarde. Cabe ressaltar que os dados de Gheyret, Mohammat e Tang (2020) foram mensurados em maiores altitudes e em diferentes tipos de vegetação, o que pode resultar nessa diferença entre os pontos de máximo e mínima umidade absoluta diária.

À medida que a altitude diminui, a umidade absoluta do ar tende a aumentar. Esta variação também foi observada por Gheyret, Mohammat e Tang (2020) nas duas vertentes (norte e sul) da montanha de Tianshan na Ásia Central. Entretanto, para esses autores, a vertente norte registrou a variação mais definida que em relação à vertente sul.

Para a área deste estudo, observou-se que entre as cotas 774 m e 445 m, pontos P3 e P4, a umidade absoluta foi muito semelhante. Nesses pontos, a umidade absoluta variou próximo dos 11,0 g/m³ no período de mínima umidade. Ainda nesses pontos, a máxima umidade absoluta também variou pouco e registrou o máximo valor próximo das 13h00min.

Os pontos de menores altitudes (P5 e P6), diferentemente dos pontos P3 e P4, registraram as maiores diferenças entre seus valores no período de resfriamento do ar. No entanto, quando o período de aquecimento foi iniciado não apresentou essa diferença. No período de esfriamento, a umidade absoluta do P6 foi menor, oscilando de 13,0 g/m³ até 12,0 g/m³. No P5, a umidade absoluta variou de 14,0 g/m³ até 13,0 g/m³. Entretanto, no horário do máximo aquecimento, ambos os pontos registraram a umidade absoluta superior a 15,0 g/m³.

Em ambiente urbano, Alves et al. (2016) também encontram, no horário de máximo aquecimento, os maiores valores de umidade absoluta, chegando próximo dos 18 g/m³. Além do ambiente urbano registrar a maior temperatura, o que ocasiona nos maiores volumes de umidade absoluta, a localização da área de estudo de Alves et al. (2016) pode exercer influência nessa diferença. Para os referidos autores, o local de estudo está inserido na região tropical, enquanto a área de estudo apresentada nesta pesquisa está localizada na área subtropical. Nesse sentido, Viers (1975) coloca que a umidade absoluta é menor em climas frios e maior em climas quentes.

6.1.3.2 Relação entre a umidade absoluta do ar média, máxima e mínima com a altitude e estimativa

Nos pontos analisados, as médias das medidas da umidade absoluta do ar nos tiveram a relação inversa com a altitude (RANGWALA, 2013; GHEYRET, MOHAMMAT; TANG, 2020). Essa relação foi comprovada estatisticamente, com nível de significância inferior a 0,05 (nível de confiança de 95%) para as três variáveis de umidade absoluta do ar média, máxima e mínima.

Nesse contexto, a altitude expressou maior relação com a umidade absoluta mínima do ar, com a correlação de -0,95 e coeficiente de determinação com valor de 0,90. A umidade absoluta máxima foi a que registrou a menor correlação com a altitude, embora continue sendo uma alta correlação (-0,92). A umidade absoluta média do ar também apresentou elevada correlação com a altitude, sendo de -0,94, e o coeficiente de determinação de 0,84, também considerado elevado. A Tabela 8 apresenta os coeficientes da correlação e regressão para a umidade absoluta do ar.

Tabela 8: Análise estatística a partir do modelo de regressão para a média umidade absoluta do ar média, máxima e mínima.

| Médias de Umidade absoluta (g/m³) | Reta de regressão | Coefficiente de correlação (r) | Coefficiente de determinação (R²) | Erro Padrão (g/m³) |
|---|--------------------------|---------------------------------------|---|--------------------------------------|
| Umidade absoluta média | Y= -0,0052A+14,70 | -0,94 | 0,87 | 0,88 |
| Umidade absoluta máxima | Y= -0,0056A+16,89 | -0,92 | 0,84 | 1,09 |
| Umidade absoluta mínima | Y= -0,0049A+12,64 | -0,95 | 0,90 | 0,71 |

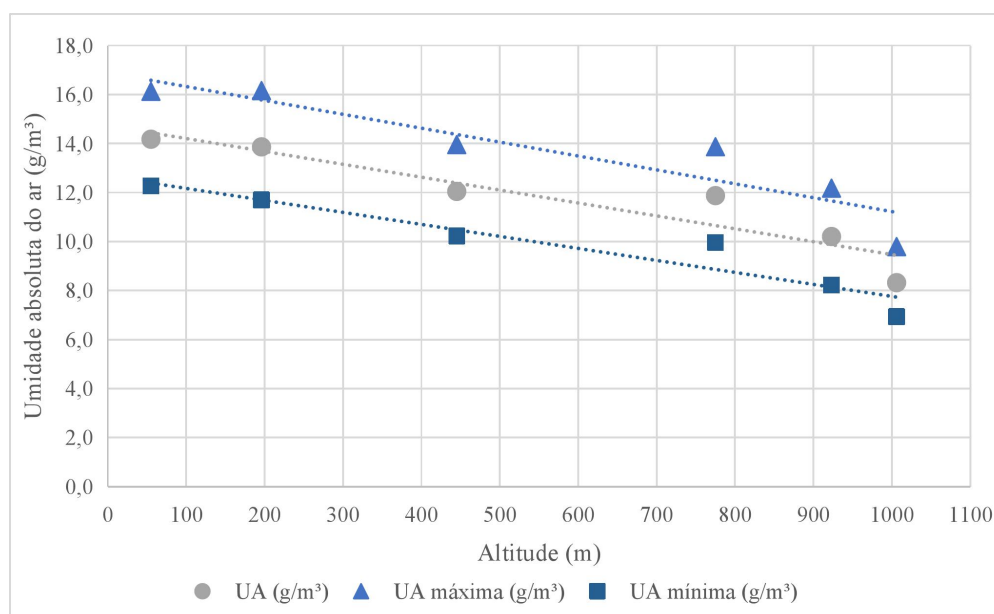
Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

Por meio do coeficiente de correlação comprovou-se a relação inversa da umidade absoluta com a altitude. Dessa forma, as três variáveis apresentam essa mesma relação. Para o perfil topoclimático da bacia hidrográfica do Rio do Boi, os dados médios da umidade absoluta do ar corroboram com os dados médios anuais apresentados por Gheyhet, Mohammad e Tang (2020), na vertente norte da montanha de Tianshan, na Ásia Central. Com o gráfico de dispersão dos valores médios da umidade absoluta média, máxima mínima, observa-se claramente a influência da altitude na variação destas variáveis.

De maneira geral, as médias da umidade horárias de cada ponto, para ambas as medidas de umidade, variaram conforme a entrada de energia (radiação solar). Entretanto, fatores locais de cada ponto também influenciaram na amplitude higrométrica, principalmente para a umidade relativa do ar. Assim, a orientação de vertente e dossel da vegetação de cada ponto influenciam na variabilidade horária da umidade relativa do ar na bacia hidrográfica. Na Figura 46 apresenta a distribuição dos valores médios da umidade absoluta do ar para o perfil topoclimático da bacia hidrográfica do Rio do Boi.

Figura 46: Gráfico de dispersão dos valores médios de umidade absoluta média, máxima e mínima do ar nas cotas altimétricas analisadas.

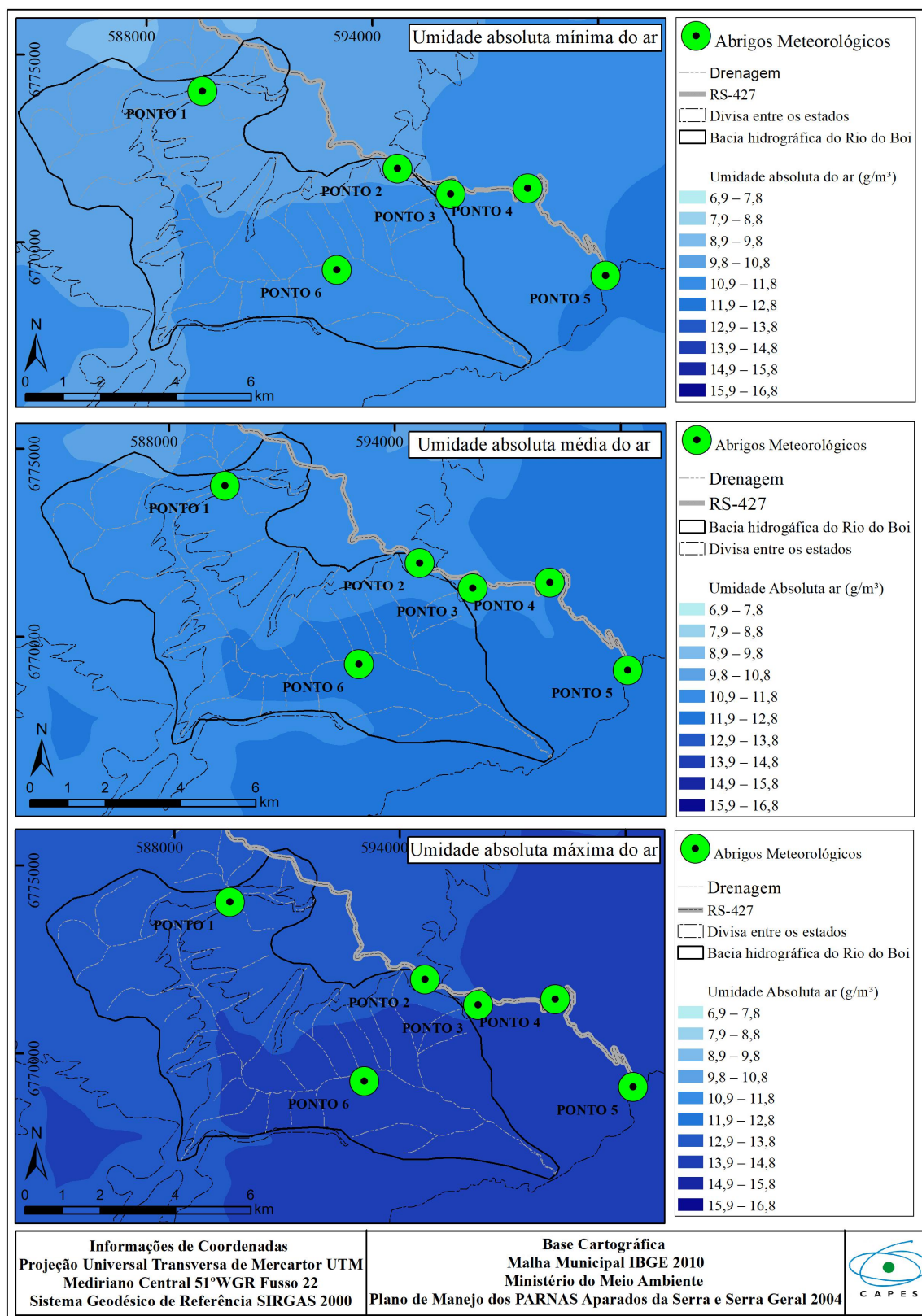


Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora

As estimativas realizadas para as medidas da umidade absoluta do ar mostraram que a umidade expressa bem essa relação com a altitude. Os menores valores de umidade absoluta encontram-se nas maiores altitudes, e como consequência os maiores valores localizam-se nas menores altitudes. Essa variação também expressa a relação da umidade absoluta com a temperatura do ar. Rangwala (2013) explica que, em geral, a umidade tende a diminuir com a altitude, devido à relação proporcional com a temperatura do ar. Assim, quando ocorre a menor temperatura do ar ocorre a menor a concentração de vapor de água, ao passo que na maior temperatura do ar aumenta essa concentração, conforme apresenta a Figura 47.

Figura 47: Estimativa da umidade absoluta do ar média, máxima e mínima para a bacia hidrográfica do Rio do Boi (RS/SC).



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018), INMET (2021).

Elaboração: Autora

Mediante a estimativa da umidade absoluta do ar em relação à altimetria, observou-se que as diferentes medidas de umidade absoluta possuíram variação similar. A umidade absoluta mínima variou entre 8,9 g/m³-9,8 g/m³, em uma pequena área no limite norte da bacia hidrográfica, até 10,9 g/m³-11,8 g/m³ no setor sudeste. Porém, verificou-se que ocorre uma divisão entre as classes de 9,9 g/m³-10,8 g/m³ e 10,9 g/m³-11,8 g/m³, em torno dos 800 metros de altitude. Verificou-se também essa divisão para a estimativa da umidade absoluta do ar. Entretanto, essa variação ocorreu em cotas mais baixas, próximas dos 300 metros. Os valores de umidade absoluta média do ar foram mais elevados e abrangeram intervalos de 10,9-11,8 g/m³ nas maiores cotas altimétricas, que se concentram na metade norte da bacia. Nas menores cotas, inferiores a 300 metros, os valores de umidade absoluta foram maiores, variando entre 11,9 g/m³ até 13,8 g/m³

Nos valores de umidade absoluta máxima ocorreu a mesma variação na divisão apresentada nas estimativas das umidades média e mínima, porém em cotas próximas dos 600 metros de altitude. Os valores da umidade absoluta foram maiores que as outras medidas, oscilando entre 12,9- 3,8 g/m³ e 13,9-14,9 g/m³. Da mesma forma que nas outras variáveis da umidade, a umidade máxima também apresentou os menores valores nas maiores cotas altimétricas e os maiores valores nas menores cotas

Dessa forma, observou-se que ocorreu a homogeneização da umidade absoluta do ar na bacia hidrográfica para as três medidas. Assim, especialmente a umidade absoluta não apresentou uma grande variabilidade, sendo que a principal influência nessa variabilidade foi a altimetria. Cada medida estabeleceu uma relação diferente com a altitude. Essa variação também pode ser influenciada pela temperatura do ar, que tem relação direta com a altitude e por consequência na umidade, conforme apontam Rangwala (2013) e Gheyret, Mohammat e Tang (2020).

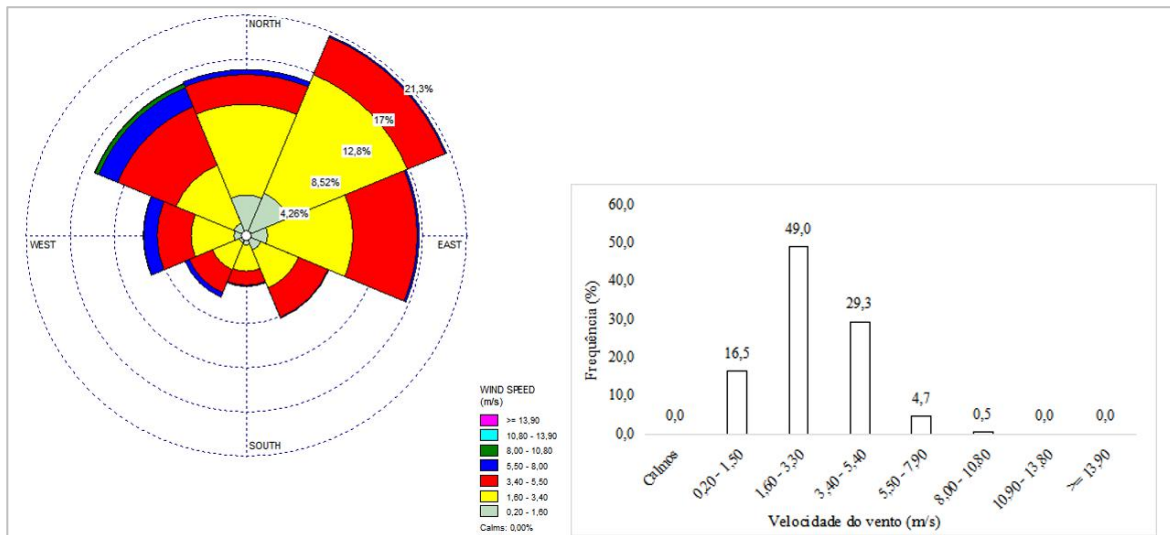
6.2 CARACTERIZAÇÃO DO VENTO E DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL EM CAMBARÁ DO SUL E NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DO BOI

6.2.1 Variabilidade e caracterização do vento em Cambará do Sul do período de análise

A direção do vento predominante em Cambará do Sul foi de nordeste, que corresponde a 21,2 % do período analisado (novembro de 2017 a dezembro de 2018). Os ventos dos quadrantes leste (16,4%) e norte (16,3%) também atuaram de forma significativa (Figura 48).

Em Curitiba, onde a altitude é similar à área deste estudo (900 m), Terassi et al. (2019) obtiveram resultados semelhantes ao desta pesquisa, em que os ventos predominantes foram de nordeste (18,5 %) e leste (15,2 %).

Figura 48: Direção e velocidade média anual do vento (m/s) para a estação meteorológica de Cambará do Sul.



Fonte: Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).

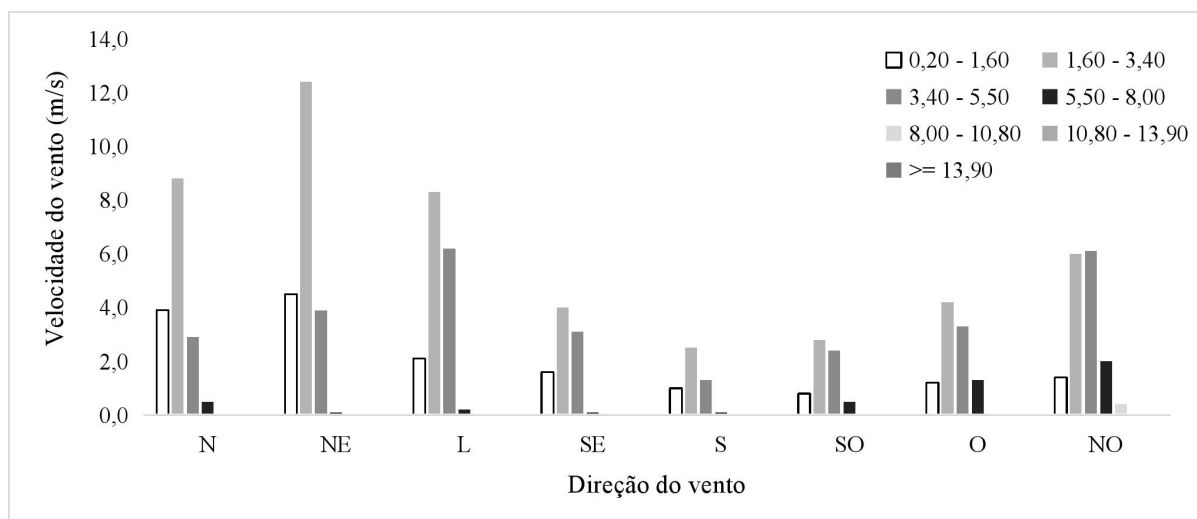
Elaboração: Autora.

Para o litoral norte do RS, Rockett et al. (2017) estudaram as características dos ventos em quatro estações meteorológicas, localizadas três em Torres e uma em Arroio do Sal. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que as direções predominantes do vento foram do quadrante norte a leste, o que caracteriza a atuação do Anticiclone Tropical Atlântico. Assim, os resultados apresentados nesta pesquisa corroboram com os apresentados por Terassi et al. (2019) e Rockett et al. (2017). Dessa forma, observou-se que para a latitude subtropical, em regiões próximas ao litoral e em altitude, os ventos de direção NE e L são predominantes na maior parte do ano. Essas direções estão associadas à atuação do Anticiclone Tropical do Atlântico conforme apontam Rockett et al. (2017) e Terassi et al. (2019).

Para a área urbana de Cambará, a velocidade média do vento foi de 2,9 m/s. A velocidade máxima foi de 14,1 m/s e a mínima de 0,2 m/s. De maneira geral, as velocidades predominantes dos ventos foram de 1,6 a 3,3 m/s (49,0 %), o que é considerado como brisa leve conforme a escala de Beaufort (WMO, 2000). Os ventos de 3,4 até 5,5m/s corresponderam a 29,3%, o que caracteriza como a segunda maior velocidade. A maior

velocidade do vento (8,0-10,80 m/s) correspondeu a apenas 0,5 % dos dados horários da velocidade do vento, sendo considerados ventos fortes na escala de Beaufort (WMO, 2000). Os ventos fortes (8,0-10,80m/s) corresponderam apenas aos ventos de noroeste (Figura 49).

Figura 49: Velocidade dos ventos (m/s) em relação à direção dos ventos para a estação meteorológica de Cambará do Sul.



Fonte: Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

Ao analisar a velocidade por direção do vento, observou-se que em todas as direções a velocidade dos ventos predominava de 1,6 m/s até 5,5 m/s, com maior destaque nas direções de nordeste e norte. Conforme a mudança da direção dos ventos para sul, a velocidade e frequência do vento diminuem. Os ventos do quadrante sul foram os mais fracos para a cidade de Cambará do Sul.

6.2.1.1 Direção e velocidade do vento mensal

Na escala mensal, nos meses de novembro (2017), janeiro, maio e abril (2018) predominaram os ventos de nordeste em relação às outras direções. No entanto, para os meses de dezembro (2017) e fevereiro (2018), os ventos predominantes foram de leste. Maio foi o único mês que o vento do quadrante norte predominou em relação às outras direções. Dessa forma, para os meses de novembro até abril ocorreram o predomínio dos ventos do quadrante nordeste e leste. O predomínio dos ventos desses quadrantes ocorreu devido a maior atuação

do Anticiclone Tropical do Atlântico, que é mais presente nessa época do ano (SARTORI, 2003, 2016; NIMER, 1989). Rodrigues, Franco e Sugahara (2004) também ressaltam que nos meses de verão, para a região sul do Brasil, predominam os ventos de nordeste em decorrência da atuação do anticiclone tropical do Atlântico (ATA).

Resultados semelhantes foram encontrados por Rockett et al. (2017) no litoral norte do Rio Grande do Sul (RS) e por Wahrlich et al. (2018) em Santa Catarina. No litoral do RS, mais precisamente em Torres (RS), o estudo de Rockett et al. (2017) apontou que os ventos do quadrante nordeste predominaram no período de verão em decorrência da maior atuação do ATA. Para Santa Catarina, Wahrlich et al. (2018) estudaram os ventos em algumas localidades, tanto no litoral (Florianópolis), quanto em regiões mais continentais como em Chapecó. Os autores concluíram que o anticiclone tropical do Atlântico predominava na influência dos ventos na maior parte do ano, tanto nas áreas mais costeiras quanto nas continentais. Entretanto, nas áreas próximas ao litoral, o vento predominante foi do quadrante norte. Nas áreas mais afastadas da costa, o vento do quadrante nordeste predominou.

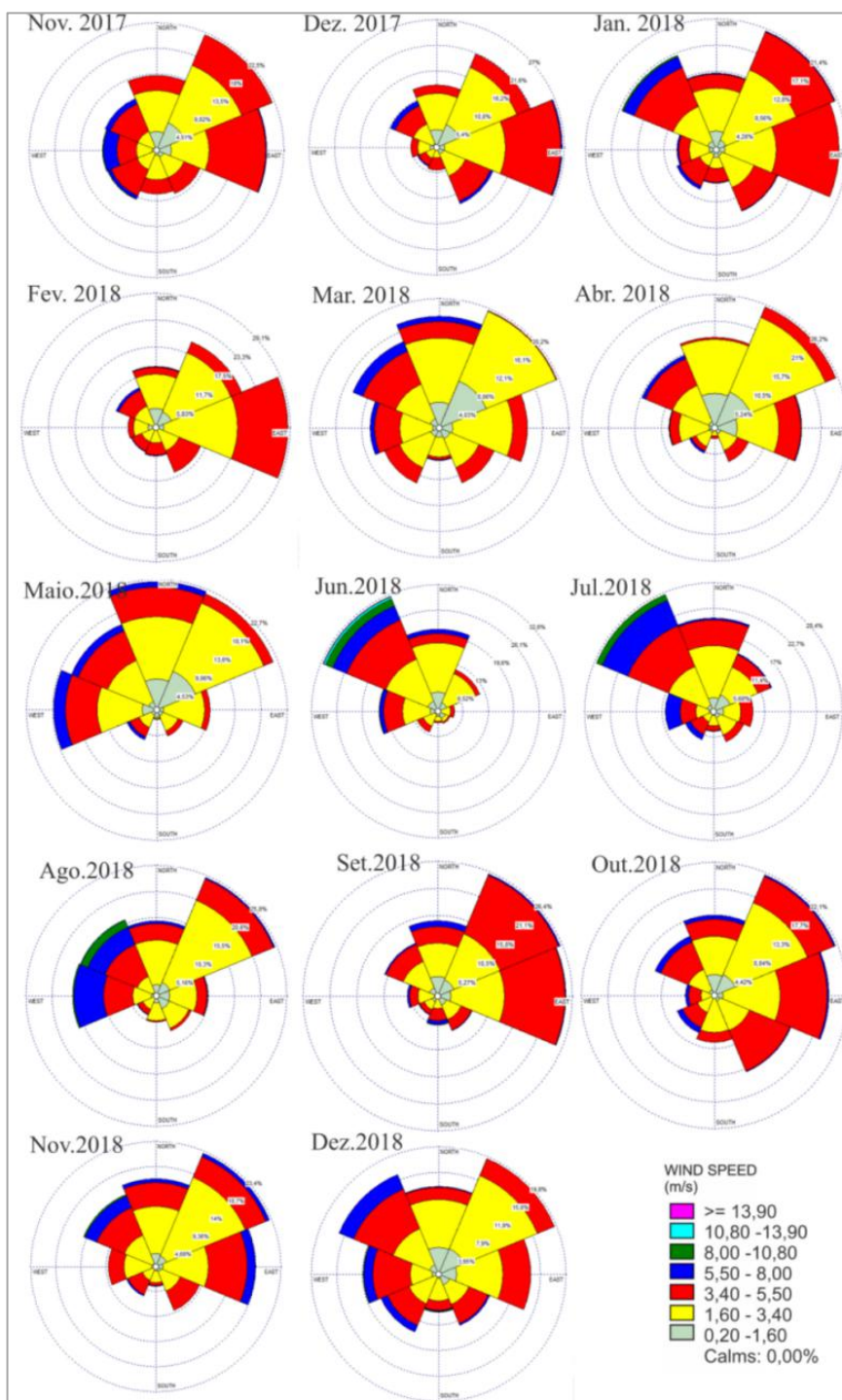
Para a área deste estudo, o vento de noroeste foi registrado expressivamente em janeiro (17,1%). Entretanto, ele assumiu o maior predomínio nos meses de junho e julho, com 32,6% e 28,4%, respectivamente. O vento de noroeste também foi o mais forte, chegando entre 10,8 a 13,9 m/s no mês de junho. Para julho, o vento de noroeste foi mais fraco variando entre 8,0 até 10,8 m/s. Conforme Nimer (1989), o anticiclone Polar Atlântico (APA) provoca ventos dos quadrantes sudoeste e oeste para a região sul do Brasil. Ainda segundo o referido autor, o APA tem a maior atuação no período de inverno. Para Rockett et al. (2017), no período de inverno, os ventos possuem a maior intensidade para a planície costeira norte do RS.

Para agosto, os ventos de noroeste e oeste também tiveram altas velocidades, chegando a 8,0 - 10,8 m/s para o vento de noroeste. O vento de nordeste volta a predominar neste mês e representa 25,8% dos ventos. O vento de sul ocorreu em todos os meses do ano, porém foi de baixa frequência e velocidade. Nimer (1989) ressalta que o vento de sul ocorre devido à passagem frontal. Assim, se justifica a ocorrência de vento de sul em todos os meses do ano.

Nos meses de setembro, outubro e novembro, os ventos de nordeste e leste voltaram a predominar, porém como maior fluxo para o vento de nordeste. Em outubro, o vento de sudeste também apresentou frequência, igualando ao vento do quadrante de norte, com 13,3% de cada direção. De acordo com Nimer (1989), no período de primavera e outono, o vento de leste predomina em virtude da massa tropical atlântica. Recentemente, para a cidade de Torres (RS), Rockett et al. (2017) mostraram que nos meses de primavera e verão os ventos

predominantes foram dos quadrantes norte até leste. A Figura 50 apresenta os gráficos das direções dos ventos mensais.

Figura 50: Variação mensal da direção do vento para a estação meteorológica de Cambará do Sul.



Fonte: Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

O mês de dezembro registrou o predomínio do vento de nordeste (19,6%) e noroeste (15,8%). Ao contrário do vento de nordeste, com fraca velocidade (variando de 1,60 até 5,5 m/s), o vento de direção noroeste apresentou a maior velocidade, variando entre 3,4 até 8,0 m/s. Assim, destaca-se que para a área de estudo, os ventos do quadrante noroeste, oeste e sudoeste tiveram as maiores intensidades, sendo a maioria variando entre 5,5-8,0 m/s.

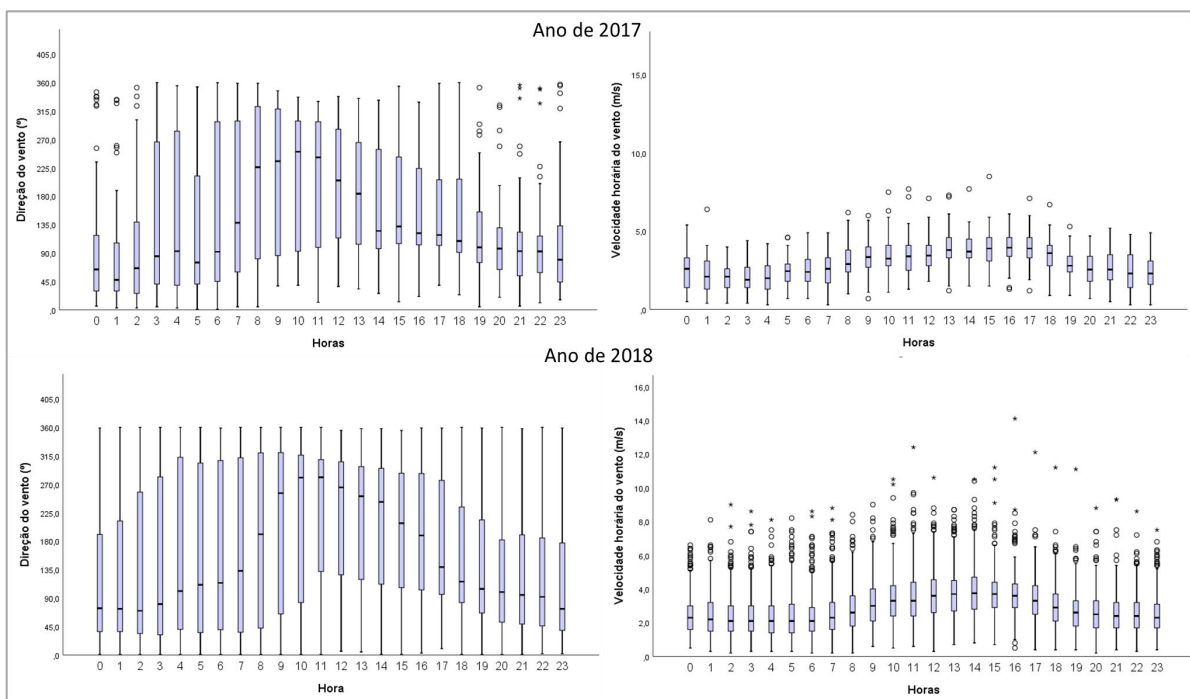
De maneira geral, as direções predominantes dos ventos foram dos quadrantes norte, nordeste e leste, que por sua vez tiveram as velocidades mais baixas, entre 1,6 até 5,5 m/s. Os ventos dos quadrantes noroeste, oeste e sudoeste ocorreram predominantemente nos meses de inverno (junho, julho e agosto) e tiveram as maiores velocidades, variando entre 5,5 até 10,8 m/s. No entanto, nos meses de novembro e dezembro de 2018, os ventos de noroeste e leste tiveram significativas participações.

O vento de sul atuou em todos os meses do ano, no entanto sem muita relevância em intensidade e predominância. Porém, Rockett et al. (2017) mencionam que para Torres, o vento de sul foi frequente no inverno. Para Paranaguá (PR), Terrassi et al. (2019) também ressaltam que o vento de sul predominou em comparação com a cidade de Curitiba. Os referidos autores concluíram que essas diferenças ocorrem devido ao efeito da serra. Assim, a altimetria pode estar associada a pequena frequência no vento de sul na área de estudo.

6.2.1.2 Variação da direção e velocidade do vento horário

A análise da frequência horária mostrou variabilidade na direção dos ventos, que também variaram conforme horário do dia. Nas primeiras horas do dia, entre 00h00min e 06h00min, o vento se concentrou da direção nordeste (45°), sendo que 50% dos dados de ventos estavam próximos dos 45° de direção. Nessas primeiras horas ocorreram *outliers* na direção entre 315° até 360°, caracterizando os ventos de noroeste e norte. À medida que a temperatura do ar se aquece a concentração dos ventos se tornam de sudoeste e noroeste. A partir das 16h00min a direção dos ventos volta a se concentrar no quadrante leste (Figura 51).

Figura 51: *Boxplot* da direção (°) e velocidade (m/s) horária dos ventos para os meses de novembro e dezembro de 2017 e de janeiro até dezembro de 2018.



Fonte: Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).

Elaboração: Autora.

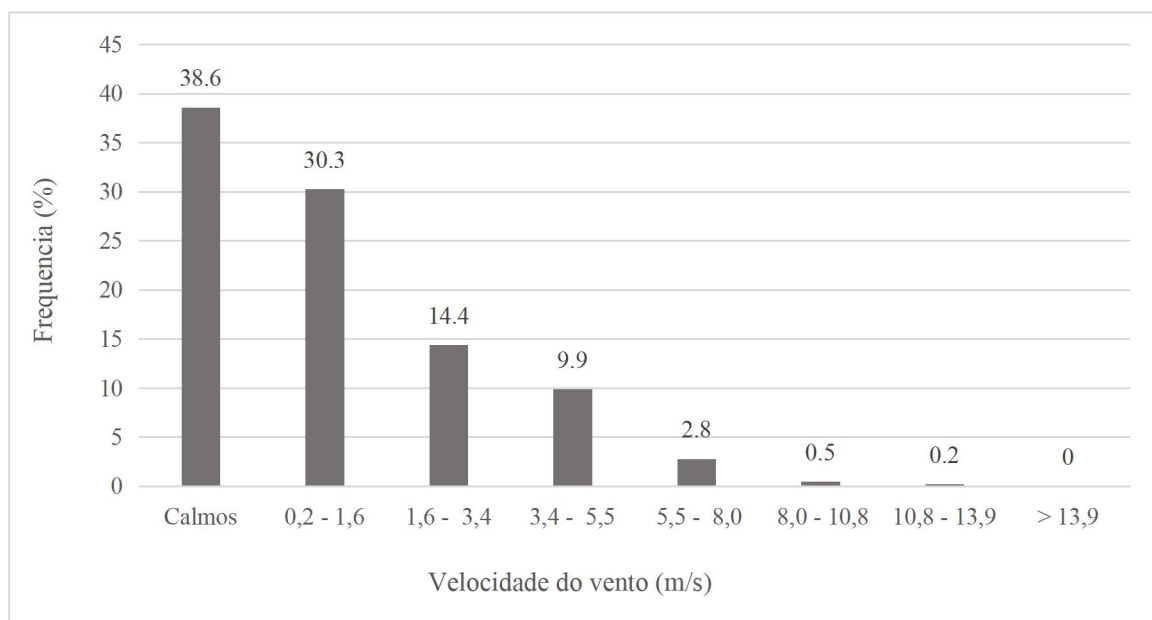
A velocidade média horária foi maior entre 09h00min e 19h00min, com variação entre 1,0m/s até 6,0 m/s. Nesse período também apresenta outliers, tanto para as velocidades superiores, chegando a quase 9,0 m/s, quanto para velocidades inferiores (menos que 1,0m/s). Esses resultados afirmam o que foi apontado por Tubelis e Nascimento (1984), que a velocidade do vento é maior durante o dia e menor durante a noite.

6.2.2. Variabilidade e caracterização do vento no Parque Nacional de Aparados da Serra

A velocidade média do vento para o Parque Nacional de Aparados da Serra (PNAS) foi de 1,35 m/s, sendo inferior à média da área urbana. Os ventos calmos predominaram em 38,6% dos dados. Elevadas porcentagens de ventos calmos também foram encontradas por Sobral et al. (2018) na Serra do Mar no RJ, em altitude de 200 metros. Os resultados dos autores mostraram que 95,5% dos ventos foram classificados como ventos calmos. Os ventos com

velocidades entre 0,20 até 1,60 m/s também tiveram alta frequência para a área de estudo (Figura 52).

Figura 52: Frequência da velocidade dos ventos horários (m/s) para o Parque Nacional de Aparados da Serra para todo o período.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

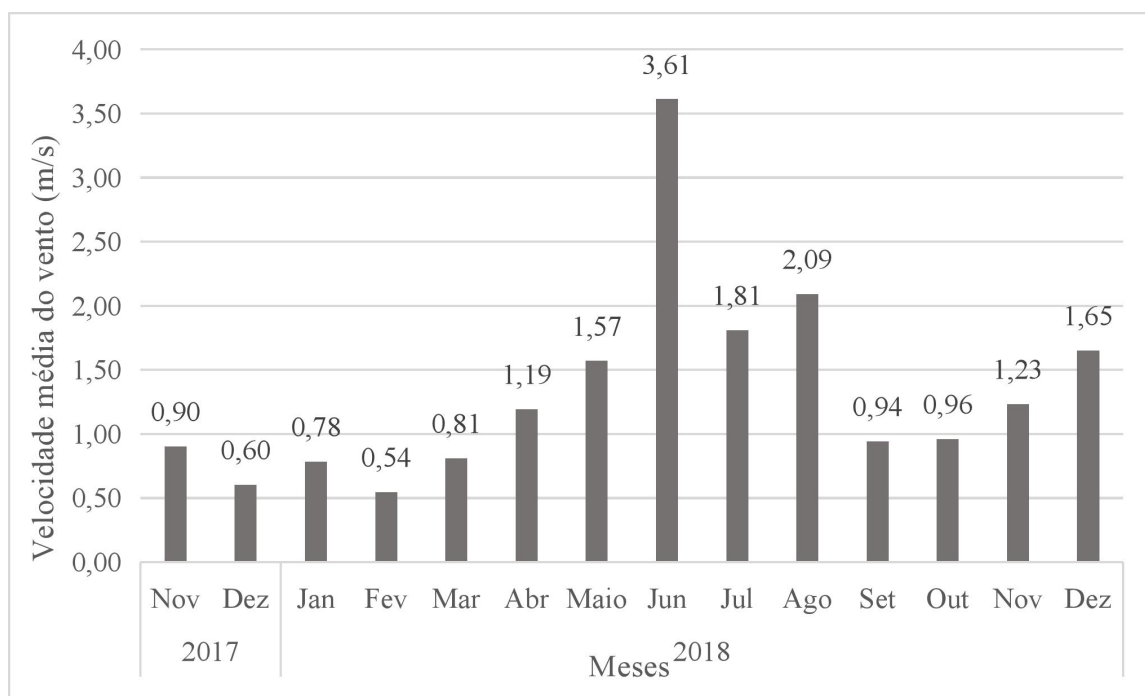
Comparando os dados do PNAS com os registros da cidade de Cambará, observou-se diferença no predomínio da velocidade do vento. Em Cambará do Sul, a frequência do vento que oscilou entre 1,6 m/s e 3,4 m/s foi de 49,0%. Entretanto para o PNAS somente 14,4% dos ventos apresentaram nessas velocidades. O vento classificado como forte, no PNAS, ocorreu com a menor frequência. Apenas 0,2% dos ventos corresponderam aos ventos de maiores velocidades, que não ultrapassam os 13,9 m/s.

A maior velocidade média mensal foi registrada no mês de junho com velocidade de 3,16 m/s. No entanto, o mês de fevereiro registrou a menor média mensal com 0,54 m/s. Verificou-se que a velocidade do vento aumentou do verão em relação ao inverno, chegando na máxima velocidade média no inverno. Na primavera, nos meses de setembro e outubro, a velocidade do vento volta a diminuir, e a aumentar em novembro e dezembro.

Para o ano de 2017, o mês de novembro registrou a maior variação na velocidade do vento mensal, em relação ao mês de dezembro. Em ambos os meses ocorreram *outliers* das maiores velocidades, sendo de 4,5m/s para novembro e 3,0m/s para dezembro de 2017. No entanto, no

ano de 2018, a variabilidade da velocidade do vento foi maior que nos meses finais do ano anterior (Figura 53).

Figura 53: Velocidade média do vento mensal (m/s) para o Parque Nacional de Aparados da Serra.

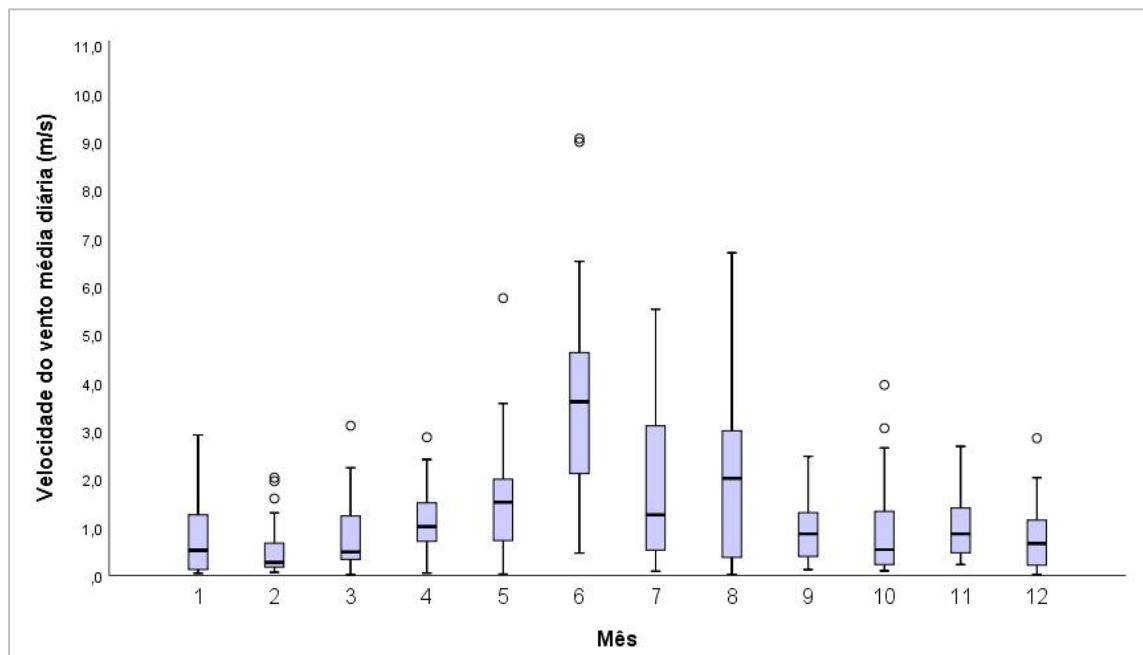


Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Os meses de inverno (junho, julho e agosto) tiveram as maiores velocidades do vento. Junho, mais precisamente, registrou a velocidade máxima superior a 9,0 m/s. Assim, os dados da velocidade do vento do PNAS (Figura 54) estão de acordo com os dados apresentados de Cambará do Sul, que tem esse período com os maiores registros na velocidade do vento.

De maneira geral, a velocidade média diária dos meses não foi superior a 3,0 m/s, o que caracteriza como ventos fracos. Entretanto, os ventos foram calmos para a maioria dos meses, ou seja, com velocidade inferior a 0,2 m/s. Para Cambará do Sul, não houve registros de ventos calmos, nessa diferença deve-se considerar a diferença de medição do vento pelos sensores. No caso da Estação meteorológica de Cambará do Sul, o registro do vento é realizado a cerca de 10 metros acima da superfície do solo (VAREJÃO-SILVA, 2007).

Figura 54: *Box plot* da velocidade média diária dos ventos para os meses (m/s) do Parque Nacional de Aparados da Serra para o período.



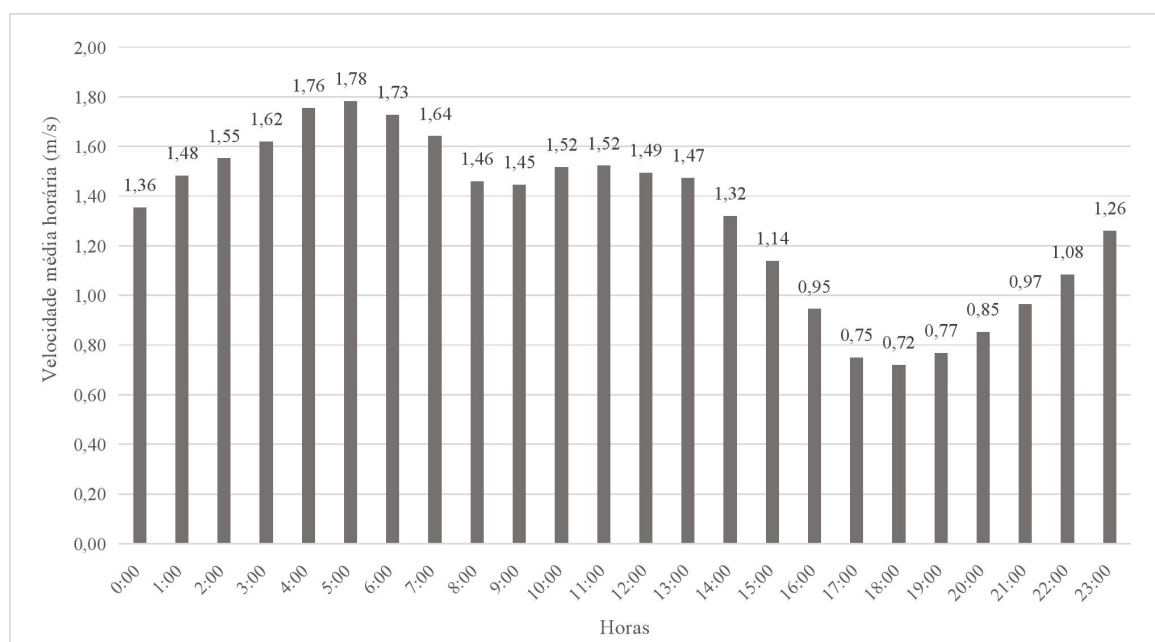
Fonte: Trabalho de campo (2017, 2018).
Elaboração: Autora.

No entanto, o sensor de vento, instalado no PNAS estava a cerca de 2 metros da superfície do solo, e isso implica nessa diferença. Além disso, por estar mais próximo do solo, os registros da velocidade do vento no PNAS podem estar sujeitos a interferência do relevo, além da interferência do vento de vale e montanha.

Na distribuição horária da velocidade média dos ventos, observou-se que às 05h00min ocorreram as maiores médias, com 1,80 m/s. Após o período de máximo aquecimento, a velocidade média do vento começou a diminuir. A mínima chegou a 0,73 m/s às 18h00min. Assim, observa-se que a mínima velocidade média ocorreu quando começa o período noturno, no período de resfriamento do ar (Figura 55).

Dessa forma, observou-se que os valores de velocidade foram diferenciados entre a área urbana de Cambará do Sul e o PNAS. Essa variação pode estar relacionada às diferenças de altura na medição dos ventos. Além disso, a configuração do relevo também corrobora para essa variação, conforme apontam Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) e Yan et al. (2020).

Figura 55: Média horária da velocidade (m/s) do vento de todo o período no do Parque Nacional de Aparados da Serra.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Além dos fatores acima mencionados, a velocidade do vento no PNAS pode estar relacionada à influência do vento de vale e montanha. Assim, a EMA estava instalada próximo a borda do cânion Itaimbezinho que durante o dia estava sob influência da brisa ou vento de vale e durante a noite ao vento de montanha. Dessa forma, os ventos sinóticos e os ventos de vale e montanha podem se anular, ocorrendo calmaria. Essa relação também foi encontrada por Bitencourt et al. (2009) no vale do rio da Prata, localizado no Rio Grande do Sul.

6.2.3 Variabilidade da precipitação pluvial no Parque Nacional de Aparados da Serra e na cidade de Cambará do Sul

A precipitação pluvial total para o período analisado foi de 1636,05 mm no Parque Nacional de Aparado da Serra e 1730,8 mm na cidade de Cambará do Sul. Cabe-se ressaltar que o período de estudo foi referente a novembro de 2017 até dezembro de 2018, no entanto, para fins desta pesquisa considerou-se esse período como total anual. Nesse contexto,

segundo Nery (2005), a precipitação pluviométrica total anual, para a região de estudo, varia entre 1450 mm a 1600 mm anuais, o que corrobora com o resultado encontrado.

Conforme o Atlas Climático da região Sul, a precipitação pluviométrica anual varia de 1600 a 1700 mm (WREGGE et al., 2011). Esses valores anuais são aproximados de precipitação pluviométrica encontrada por esta pesquisa. Para a normal climatológica (1961-1990), a precipitação pluviométrica da estação meteorológica de Cambará do Sul é de 1823,4 mm, sendo assim um valor mais elevado em relação aos dados do atlas climático e o registrado no período analisado nesta pesquisa. A tabela 9 apresenta alguns parâmetros da distribuição mensal da precipitação pluviométrica nos dois pontos em análise.

Tabela 9: Parâmetros estatísticos para os totais pluviométricos mensais do PNAS e de Cambará do Sul (INMET).

| Estatística descritiva | Precipitação pluvial PNAS (mm) | Precipitação Pluvial INMET (mm) |
|-------------------------------|---------------------------------------|--|
| Correlação linear (r) | 0,8 | |
| Mínimo mensal | 6,5 | 8,6 |
| Máximo mensal | 201 | 267,6 |
| Média mensal | 116,9 | 123,6 |
| Amplitude pluviométrica | 194,5 | 259 |
| Desvio padrão | 58,6 | 67,2 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

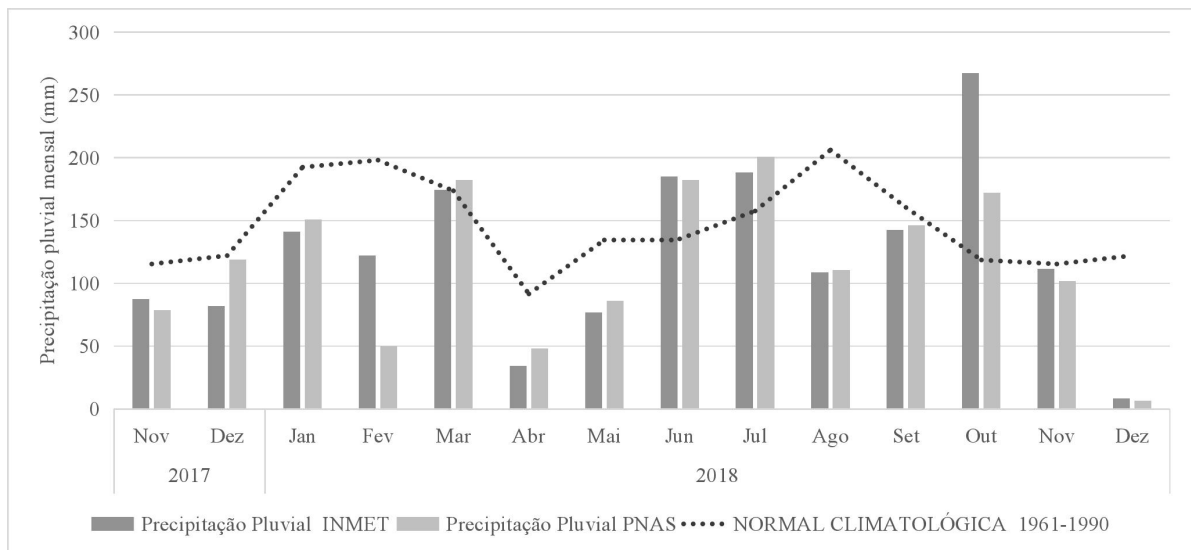
A distribuição da precipitação pluviométrica mensal foi similar na maioria dos meses para os dados do PNAS e em Cambará do Sul. Dessa forma, estatisticamente esta distribuição representou um coeficiente de correlação (r) de 0,86, o que comprova a aproximação dos dados. Considerando a latitude do Rio Grande do Sul, os sistemas frontais são os principais causadores de chuvas durante todo o ano (SARTORI, 2003; 2016; NERY, 2005; NERY; CARFAN, 2014; CERA; FERRAZ, 2015), o que corrobora para essa distribuição mais homogênea entre os dois pontos.

A média da precipitação mensal foi de 116,9 mm no PNAS e 123,6 mm para Cambará do Sul. As médias mensais se aproximam do apresentado por Nery et al. (2002) para a região de estudo. Para os autores, a precipitação média mensal pode variar de 120 mm a 140 mm. O

mês de mínima precipitação pluvial foi dezembro de 2018, porém neste mês os dados pluviométricos se restringem até o final da pesquisa (12/12), assim justifica-se essa baixa precipitação em ambos os pontos.

A precipitação pluvial máxima mensal, diferente da precipitação mínima, não foi registrada no mesmo mês nas duas estações. Outubro foi o mês de maior volume de chuva em Cambará (Figura 56). No entanto, para o PNAS, julho correspondeu ao mês de maior precipitação. O desvio padrão representou essa disparidade da distribuição mensal entre os dois pontos no mês de maior precipitação, em outubro. O que ocasionou o maior desvio padrão na área urbana do que no PANS.

Figura 56: Distribuição da precipitação pluviométrica mensal entre a EMA instalada no Parque Nacional de Aparados da Serra e a EMA do INMET em Cambará do Sul e comparados com a Normal Climatológica.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

O mês de outubro registrou, entre as duas estações, a elevada diferença pluviométrica de 95,4mm. Para Sartori (1993; 2016), os meses de setembro e outubro são os mais chuvosos para a região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Dessa forma, corrobora com o mês de outubro (267,6 mm) ser o mais chuvoso para a cidade de Cambará. Na primavera e verão, os sistemas convectivos atuam de forma mais intensiva e provocam chuvas isoladas (SARTORI, 2003, 2016; ROSSATO, 2011), o que condiciona a diferença pluviométrica entre os dois pontos. Observou-se também que o mês de outubro registrou os maiores índices

pluviométricos que a normal climatológica (1961 a 1990), principalmente na estação do INMET.

No mês de fevereiro também houve elevadas diferenças pluviométricas entre os dois pontos (72,2 mm), o que também pode ser provocado pela atuação dos sistemas conectivos. Reboita et al. (2012), ao estudarem a climatologia das chuvas na região Sul do Brasil, apontaram que as linhas de instabilidades provocam chuvas intensas na região onde ocorrem. Desse modo, Nery et al. (2002) também mencionam que nos meses de verão podem ocorrer a maior variabilidade da precipitação pluviométrica em decorrência dos sistemas convectivos que são mais atuantes. Assim, justifica-se a disparidade da precipitação no mês de fevereiro e outubro, sendo que na primavera, os sistemas convectivos começam a predominar no estado (SARTORI, 2003, 2016, ROSSATO, 2011).

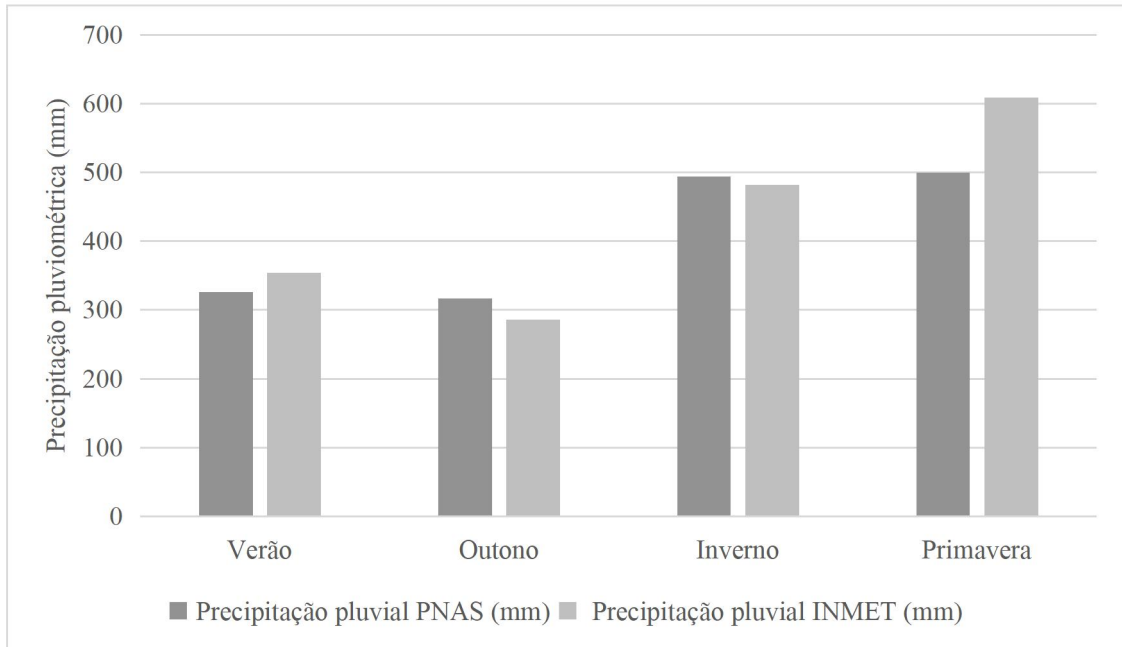
A variabilidade anual da precipitação pluviométrica apresentou uma distribuição irregular da chuva. Apesar de muitos autores (NERY et al., 2002; SARTORI, 2003, 2016; REBOITA et al., 2012) relatarem que a distribuição da precipitação pluvial na Região Sul, em especial no Rio Grande do Sul, é homogênea durante o ano. Nesta pesquisa e no período analisado, a distribuição da chuva não apresentou essa mesma variação.

Sartori (1993) e Nery et al. (2002) mencionam que novembro é um mês menos chuvoso para o estado. Entretanto, para a área de estudo e no período analisado, abril foi o mês menos chuvoso. Para Murara e Ikefuti (2017), ao analisarem a série histórica da precipitação pluviométrica na cidade de Rio do Sul (SC), também identificaram que abril foi o mês menos chuvoso. Os referidos autores atribuem essa diminuição ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

Os meses de julho, junho e março foram os meses mais chuvosos para a área de estudo. Esses meses estão associados aos períodos de outono e inverno. Nery et al. (2002) destacam que no inverno as chuvas são mais homogêneas no Sul do Brasil. Essa homogeneidade ocorre em decorrência da entrada de massas polares na região Sul, associada à ascensão de ar quente e úmido que ocorre na interface das frentes frias. Assim, observou-se essa homogeneidade, pois o volume precipitado nos meses foi similar entre o PNAS e a área urbana.

Em relação ao período sazonal, os maiores volumes acumulados de precipitação pluviométrica se concentraram na primavera e no inverno. No Parque Nacional de Aparados da Serra, a precipitação foi similar nos dois períodos. Assim, a primavera correspondeu a 31% e o inverno correspondeu a 30% das precipitações pluviométricas anuais. Por outro lado, na área urbana de Cambará do Sul, a precipitação pluvial foi mais expressiva na primavera com a representação de 35% do total anual, enquanto o inverno correspondeu a 28% (Figura 57).

Figura 57: Comparação sazonal entre o total pluviométrico de Cambará do Sul e Parque Nacional de Aparados da Serra.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

Ao estudar a variabilidade espaço temporal da precipitação pluviométrica no Rio Grande do Sul, Britto (2004) concluiu que os sistemas frontais são os responsáveis pela precipitação no inverno, o que corrobora com o apresentado por Nery et al. (2002). Com isso, legitima os valores totais do inverno serem semelhantes entre o PNAS e Cambará do Sul.

Os períodos de verão e outono tiveram os menores acumulados sazonais nos dois pontos de análises. O outono correspondeu a 19% e 17% da precipitação pluviométrica no Parque Nacional de Aparados da Serra e Cambará do Sul, respectivamente. O verão correspondeu a 20% nos dois locais. De acordo com o estudo de Sartori (1993), para a região da de estudo, o período sazonal do verão é o menos chuvoso. Assim, segundo a autora, a precipitação pluviométrica varia entre 350 a 400 mm, comprovando os resultados desta pesquisa.

Para a região entre Bom Jesus e Torres (RS), região da área estudada, Britto (2004) menciona que no período do verão as chuvas convectivas estão associadas à zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Além disso, a atuação da massa Tropical, em decorrência do aquecimento basal associado a instabilidade da massa de ar que é provocada pelo efeito orográfico da Serra Geral, causa o aumento da precipitação pluviométrica na região. A

referida ainda conclui que a região nordeste recebe mais influência dos sistemas tropicais durante o verão.

Contudo, observou-se que a região de estudo apresenta elevada precipitação pluviométrica, o que corrobora com Monteiro (2001), Nery et al. (2002) e Sartori (2003; 2016). Assim, esses autores apontam que a região nordeste é a mais chuvosa do estado do Rio Grande do Sul. Além disso, eles também destacam que o alto volume precipitado está associado à passagem das frentes frias com a configuração do relevo.

Os resultados apresentados também apontam que a distribuição da precipitação pluvial ocorreu de forma similar durante o período analisado entre a área urbana e o PNAS. Nos meses em que se diferenciam o volume total precipitado, a precipitação pluvial pode estar associada aos sistemas convectivos que provocam variabilidade da precipitação (NERY et al., 2002). De maneira geral, os meses tiveram regularidade espacial na precipitação pluviométrica, principalmente nos meses de inverno e primavera. Dessa forma, estão associados à passagem frontal, que proporciona a maior homogeneidade na distribuição das chuvas, ao contrário dos meses de verão e primavera que tiveram uma distribuição menos homogênea.

Apesar do considerado volume precipitado anual, observou-se que alguns meses tiveram seus volumes pluviométricos abaixo da última normal climatológica (19861 a 1990). Essa situação pode estar associada à atuação do fenômeno La Niña (NOAA, 2020), conforme os dados apresentados pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2020) (Tabela 10).

Tabela 10: Períodos quentes (vermelho) e frio (azul) com base em um limite de +/- 0,5°C para o Índice de Niño Oceânico (ONI).

| Anos | DJF | JFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDJ |
|------|-------------|-------------|-------------|------|------|-----|-----|------|------|-------------|-------------|-------------|
| 2017 | -0.3 | -0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | -0.1 | -0.4 | -0.7 | -0.9 | -1.0 |
| 2018 | -0.9 | -0.8 | -0.6 | -0.4 | -0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.7 | 0.9 | 0.8 |

Fonte: *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, 2020).

No entanto, em estudos recentes, sobre o fenômeno ENOS e a precipitação pluvial na América do Sul (AS), mostraram que há pouca relação entre o fenômeno La Niña e a chuva, tanto para a região norte quanto sudeste da AS, onde se situa o Rio Grande do Sul (SILVA e SILVA, 2015). Por esse motivo, observou-se que em alguns meses analisados, principalmente

nos meses de verão, os dados de precipitação pluvial ficaram abaixo da normal climatológica. Nery (2005) já apontava que os eventos El Niño e La Niña não têm influência diretamente na quantidade de chuva, mas intensificam as chuvas, em que alguns eventos são mais intensos que outros. Porém, o estudo de Silva e Silva (2015) apontou que ocorre o déficit máximo da precipitação na região sudeste da AS nos eventos de anomalia negativa (La Niña). Esse déficit pode variar entre 20 e 30 mm/mês.

Mais precisamente para o estado do Rio Grande do Sul, Fontana e Berlato (1997) analisaram a influência do fenômeno ENOS na precipitação pluvial para o período de 1913 até 1995. Os resultados encontrados mostraram que na fase quente (El Niño) o estado apresenta condições mais úmidas que na fase fria (La Niña). Além disso, também é mais úmido em relação à média climatológica. No entanto, os autores encontraram que a influência do ENOS é maior nos meses de outubro e novembro para a região oeste do RS.

Marzanauer et al. (2017) analisaram a implicação do fenômeno ENOS sobre a precipitação no Rio Grande do Sul, para o período de 1961 até 2010. Os autores encontraram que a influência dos eventos de El Niño ou La Niña ocorre nos meses entre outubro e janeiro. Assim, os autores ainda ressaltam que os eventos começam na primavera e terminam no final do verão ou outono, quando perdem suas forças. Essas características foram observadas nos meses de estudo, em que a ocorrência de La Niña foi registrada entre os meses setembro (primavera) até abril (outono).

No entanto, analisar a relação da precipitação oculta com o fenômeno ENOS não foi objetivo desta tese, mas em uma análise primária mostrar essa relação. Essa breve análise está fundamentada nos trabalhos já realizados sobre a correlação entre a precipitação pluvial e o fenômeno ENOS (FONTANA; BERLATO, 1997; MARZANAUER et al., 2017; SILVA; SILVA, 2015). Para a análise mais precisa, da ocorrência de precipitação e as teleconexões, é necessária uma série de dados mais longa, o que não foi possível nesta pesquisa. Assim, essa abordagem pode ser realizada em futuros trabalhos.

6.3 QUANTIFICAÇÃO E VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO OCULTA

6.3.1 Estimativa e variação da precipitação oculta e sua relação com a precipitação pluviométrica

A aferição de precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi no período de novembro de 2017 até dezembro de 2018 foi de 1511,7 mm, com a média diária de 3,8mm/dia.

A precipitação pluvial foi de 1636,1 mm no mesmo período. Assim, os valores totais anuais, dos dois tipos de precipitação, foram muito próximos e juntos somam 3147,8mm (Tabela 11). A precipitação pluvial registrou apenas 4% a mais do volume total de precipitação na bacia hidrográfica.

Tabela 11: Estatística descritiva da precipitação pluvial e precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

| Estatística descritiva | Prec. Pluvial (P) | Prec. Oculta (PO) |
|-------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Mínimo mensal (mm) | 6,5 | 0,2 |
| Máximo mensal (mm) | 201,0 | 255,2 |
| Média mensal (mm) | 116,9 | 108,0 |
| Amplitude mensal (mm) | 194,5 | 255,0 |
| Desvio médio (mm) | 47,9 | 52,6 |
| Desvio padrão (mm) | 58,6 | 71,8 |
| Total anual (mm) | 1623,1 | 1511,7 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

As taxas diárias de coleta de água dos nevoeiros são influenciadas por alguns fatores, o que ocasiona na elevada variabilidade nas taxas. A proximidade com o oceano foi averiguada por Cereceda et al. (2002) e Oliver e Rautenbach (2002), por ser um fator de influência do rendimento diário das taxas de água dos nevoeiros.

Na região de Tarapacá, no Chile, Cereceda et al. (op. cit.) apontaram que o ponto mais próximo da costa tem fluxo diário de água coletada de 8,5 l/m²/dia. Entretanto no interior, ponto mais afastado, o fluxo diário foi de 1,1 l/m²/dia. Os resultados apresentados por Olivier e Rautenbach (op.cit.), na África do Sul, foram similares aos de Cereceda et al. (op. cit.). Ao quantificar os rendimentos diários de dois locais, o primeiro na costa oeste e outro ao norte, Olivier e Rautenbach (op.cit.) identificaram que o ponto na costa oeste, mais próximo do litoral, registrou a taxa diária maior, sendo de 4,6 l/m²/dia. Ao passo que o outro ponto, ao norte, apresentou o menor rendimento (2,0 l/m²/dia).

O estudo de Estrela et al. (2008), na região de Valência, apontou que taxas diárias de coleta estavam associadas à frequência dos nevoeiros. Os autores instalaram coletores em locais com características geográficas (altitude e orientação da vertente) similares na costa leste da Península Ibérica. Os pontos foram dispostos no sentido norte e sul, e os resultados

mostraram que os maiores volumes diários ocorreram na região sul, com 7,0 l/m²/dia. Em oposição, o setor norte registrou a taxa diária de 2,0 l/m²/dia.

Entretanto, para o sul da Colômbia, na Cordilheira dos Andes (entre latitudes de 4°27'16,2" até 4°27'55,6"), Molina e Escobar (2008) encontraram as taxas médias diárias variando entre 0,2 l/m²/dia até 4,6 l/m²/dia nas maiores altitudes (1838). Segundo os autores, os nevoeiros orográficos associados à direção do vento contribuíram para as maiores taxas de coleta ocorrerem onde tem as maiores altitudes.

A taxa média diária que mais se aproxima da encontrada na bacia hidrográfica do Rio do Boi foi na Costa Chilena (Cordilheira da Costa), na região de Coquimbo a 1000 m de altitude. O estudo foi conduzido por Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) e estimou o valor anual da precipitação oculta de 1055,0 l/m²/ano (1055,0 mm/m²/ano), o que corresponde com uma taxa média diária de 2,9 mm/dia. Assim, a taxa média diária de precipitação oculta encontrada por Montecinos, Cereceda e Rivera (op. cit.) juntamente com os resultados apresentados por Oliver e Rautenbach (2002) e Molina e Escobar (2008) se assemelham aos valores médios diários encontrados por esta pesquisa. Esses valores estão próximos dos 4,0 mm/m²/dia (4,0 l/dia).

Um fator que aproxima as características da precipitação oculta da região de Coquimbo a da área deste estudo é a latitude. Ambos estão localizados na latitude de -29°, aproximadamente. Porém, um localizado na costa oriental, a bacia hidrográfica do Rio do Boi, e outro ocidental do continente Americano. Apesar das diferentes regiões, a taxa média diária de precipitação oculta das duas áreas foi similar.

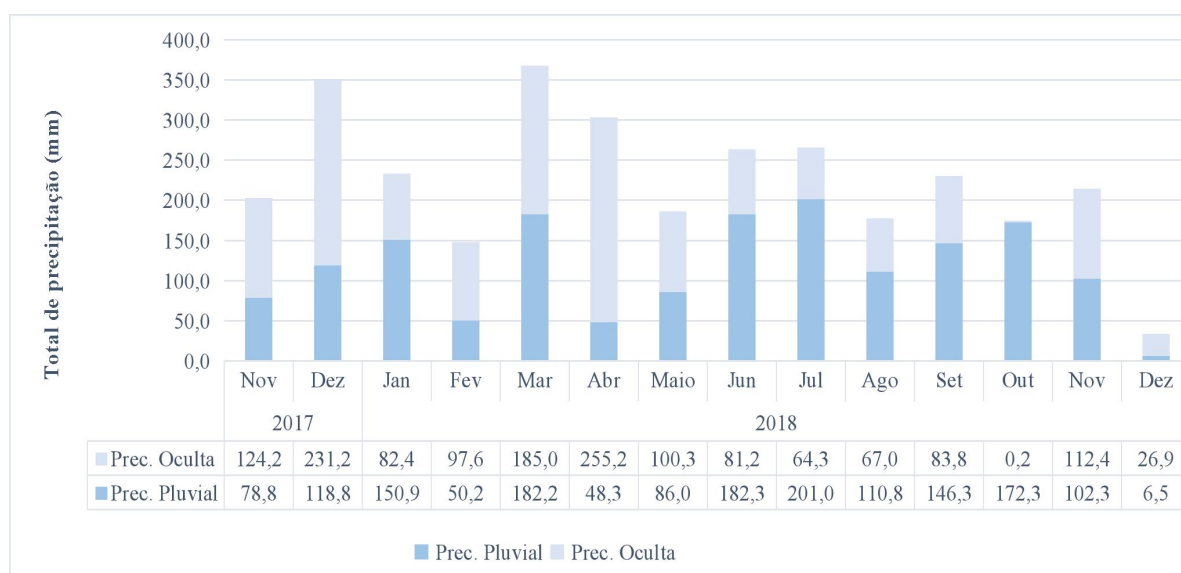
Em relação à variabilidade mensal da precipitação oculta, a bacia hidrográfica do Rio do Boi registrou a média mensal de 108,0 mm. Os valores médios de precipitação oculta e de precipitação pluvial foram bem próximos, porém a precipitação pluvial foi superior, sendo de 116,9 mm. As duas precipitações registraram baixa correlação. Embora baixa, a correlação foi negativa, o que apresenta a relação inversa entre as duas precipitações. Assim, quando ocorreu precipitação oculta não ocorreu chuva.

Os dados de precipitação oculta tiveram a maior variabilidade em relação à chuva. Assim, verificou-se que para o período analisado, a precipitação oculta apresentou a maior variabilidade anual, sendo que os valores oscilam de 0,2 mm (outubro) até 255,0 mm (abril). Essa variabilidade também foi concentrada por outros autores como Molina e Escobar (2008), Mager et al. (2016), Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017), Montecinos, Cereceda e Rivera (2018).

No estudo de Mager et al. (2016), na região de Marys Range (Nova Zelândia), também houve meses em que não ocorreu o registro de precipitação oculta, como no mês de setembro de 2014. No entanto, os autores encontraram precipitação oculta de até 23,4 mm/mês para os demais meses da pesquisa.

Durante os meses de análise na BHRB, oito dos quatorze meses de coleta a precipitação oculta registrada foi superior à precipitação pluvial. Entretanto, em alguns meses esses valores foram bem mais expressivos, como por exemplo em dezembro (2017) e abril (2018). Ao passo que em outros meses os valores entre precipitação oculta e precipitação pluvial foram similares (março e novembro de 2018), conforme Figura 58.

Figura 58: Total mensal de precipitação pluvial e precipitação oculta.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

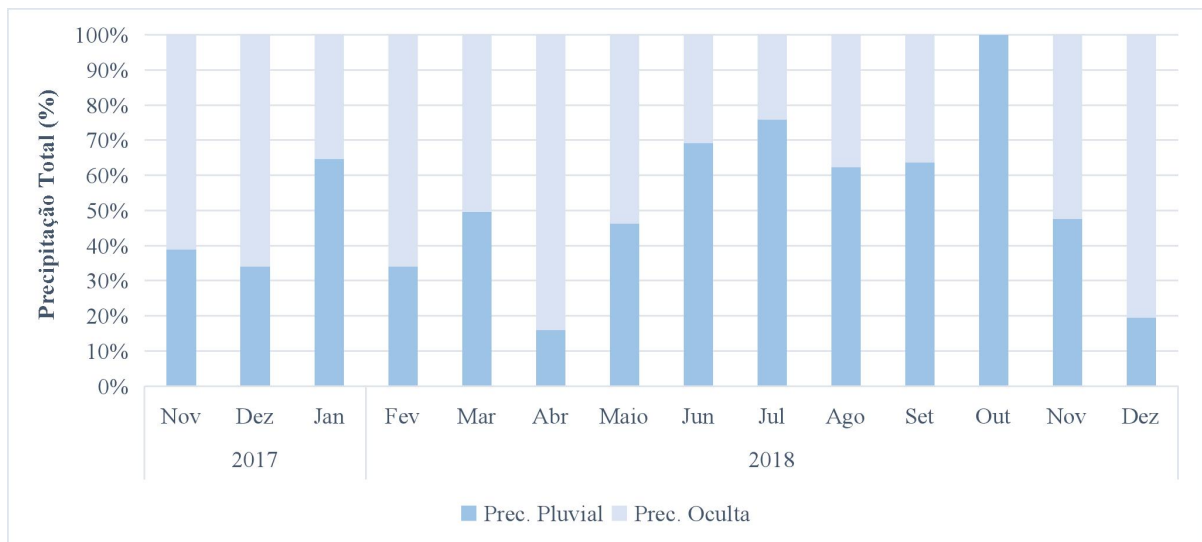
O mês que registrou a menor ocorrência de precipitação oculta foi outubro com 0,2 mm/mês. No entanto, a precipitação pluvial foi de 172,3 mm, o que ficou acima da média mensal para o período no PNAS (116,9 mm). A baixa coleta de água dos nevoeiros, em relação aos outros meses, pode estar relacionada com alguns fatores. A direção e velocidade do vento são uns dos primeiros implicadores na baixa coleta de água (HIATT et al., 2012; MONTECINOS; CERECEDA; RIVERA, 2018). Para esse mês, a estação meteorológica do INMET de Cambará do Sul registrou a direção predominante do vento de nordeste (22,1%), podendo justificar o porquê o coletor não capturou a precipitação oculta. Algumas outras

hipóteses também podem ser levadas em consideração por qual razão não houve coleta de água, como alta ou baixa velocidade do vento, duração e umidade dos nevoeiros (MONTECINOS; CERECEDA; RIVERA, 2018). Além disso, o tipo de nevoeiro pode estar associado a baixa coleta de água (ARCOVA et al., 2019).

Nesse sentido, Hiatt et al. (2012) mencionam que as maiores velocidades dos ventos podem condicionar a passagem direta dos nevoeiros pela malha do coletor. Em outubro, a velocidade média do vento foi de 0,96 m/s no PNAS, o que é considerado vento brando. Entretanto, a velocidade do vento diária foi de até 3,0 m/s, com *outliers* de 3,2 e 4,5 m/s (Figura 54), o que pode condicionar a não captura do evento. Assim, esse conjunto de fatores pode ter acarretado nessa baixa coleta em outubro.

Em relação aos totais mensais de precipitação, os nevoeiros tiveram considerada representação. Essa representação foi mais significativa nos primeiros meses de análise, chegando até 80% no mês de abril. A partir de junho a participação da precipitação oculta mensal começou a diminuir. Em dezembro (Figura 59), apesar de apenas 12 dias de coleta de dados, a participação da precipitação oculta foi maior que a precipitação pluvial.

Figura 59: Participação em porcentagem da precipitação oculta e precipitação pluvial no volume total mensal de precipitação.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

A variabilidade da participação da precipitação oculta na distribuição mensal e na contribuição da entrada de água em bacias hidrográficas também foi encontrada em outras

regiões do mundo. Para a região dos Andes Colomiano (latitude entre $4^{\circ}40.250'$ até $6^{\circ}39.673'$), por exemplo, Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) avaliaram a entrada de precipitação oculta em três bacias hidrográficas. Embora próximas, elas não tiveram a entrada similar de precipitação oculta. Assim, essa distribuição não homogênea registrou a variação mensal de $30,0 \text{ l/m}^2$ até $150,0 \text{ l/m}^2$ de precipitação oculta.

Ainda sobre o estudo dos autores, a precipitação oculta foi mais baixa nos meses mais úmidos (outubro e novembro) para a bacia hidrográfica localizada ao norte. No mês de dezembro, que é a estação mais seca, a precipitação oculta contribuiu próximo dos 60%. Entretanto, para a bacia hidrográfica localizada ao sul, a precipitação oculta foi maior nos meses de janeiro e fevereiro, período em que a precipitação pluvial é menor, contribuindo cerca de 40% em janeiro e 20% em fevereiro.

O rendimento de água mensal da precipitação oculta apresentado por Ritter et al. (2005) para o Parque Nacional de Garajonay (Ilhas Canárias) foi diferenciado do apresentado por esta pesquisa e por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017). Assim, Ritter et al. (2005) identificaram que no período de chuva, de outubro a maio, a precipitação oculta também foi mais elevada. E no período com pouca chuva, ou mais seco, a precipitação oculta é igualmente menor ou nula.

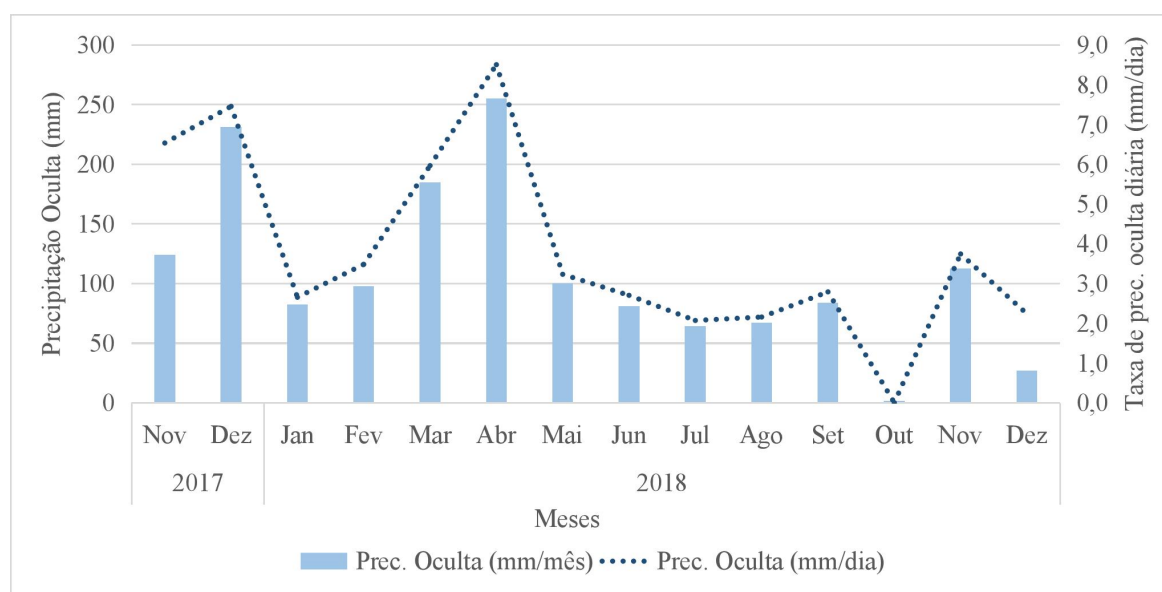
Resultados similares aos apresentados por Ritter et al. (2005) foram encontrados por Montecinos, Cereceda e Rivera (2018). Nesse estudo, os autores identificaram que nos meses de menor precipitação oculta também foram os meses de menor precipitação pluvial. Isso também ocorre para os meses com os maiores registros de precipitação oculta, que possuem os maiores registros de precipitação pluvial. No caso de Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), o mês com menor coleta mensal de precipitação oculta foi no mês de junho ($21,3 \text{ l/m}^2/\text{mês}$) e maior no mês de janeiro ($154,5 \text{ l/m}^2/\text{mês}$).

Embora no Rio Grande do Sul não tenha estação seca, no período de verão a precipitação pluvial foi menor que no período de inverno. Nesse período, as frentes frias, responsáveis pela ocorrência de chuva, são mais frequentes (SARTORI, 2003; 2016; NERY, 2005; NERY; CARFAN, 2014; CERA; FERRAZ, 2015). Dessa forma, os resultados encontrados pela pesquisa corroboram com os apresentados por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017). Onde os autores mencionam que no período com menor quantidade de chuva os volumes de precipitação oculta foram superiores.

A variação da precipitação oculta mensal também vai influenciar na taxa média mensal da precipitação oculta. Da mesma forma que foi variável ao longo do período. A variação foi de $0,0 \text{ mm/dia}$ no mês de outubro até $8,5 \text{ mm/dia}$ em abril (Figura 60), sendo que a média diária

para todo o período foi de 3,8 mm/dia. No estudo de Molina e Escobar (2008), no sul da Colômbia (Cordilheira dos Andes), a menor taxa diária mensal foi de 1,5 l/m²/dia no mês de fevereiro para a altitude de 1838 metros. A maior taxa encontrada pelos autores foi no mês de junho com 5,0 l/m²/dia. Os autores atribuem essa alta taxa de coleta em junho devido às condições de formação de nevoeiros serem favoráveis, apesar de ser um dos meses mais secos.

Figura 60: Taxa de coleta de água média diária do coletor de nevoeiro para os meses de coleta dos dados.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

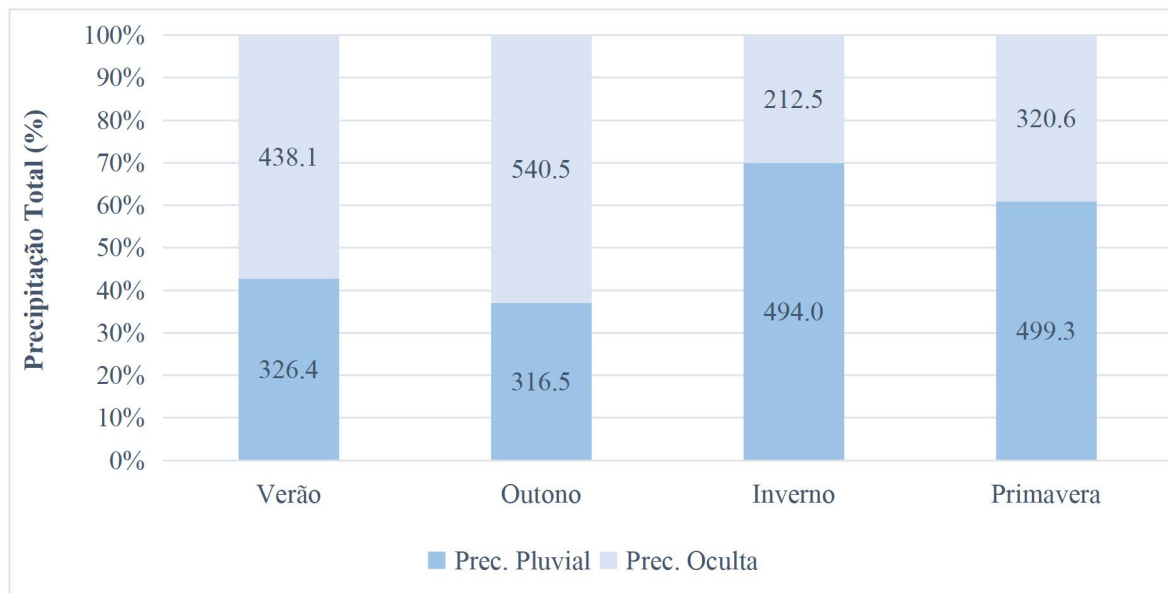
Para a bacia hidrográfica do Rio do Boi, os meses de maio até setembro tiveram a taxa de precipitação oculta diária mais homogênea em relação aos outros meses. Esses meses correspondem ao período de inverno. Entretanto, nos meses de dezembro (2017) e março e abril (2018), que correspondem ao período de verão e outono, a taxa de precipitação oculta foi maior e também mais elevada em relação à média do período. Para os demais meses, a taxa mensal de precipitação oculta ficou próximo ou abaixo da média anual.

Nesse sentido, alguns autores pontuam que a variação mensal da precipitação oculta também é marcada em várias regiões, principalmente, em locais onde possuem características distintas entre as estações do ano (CERECEDA et al., 2002; RITTER et al., 2005; ESTRELA et al., 2008; DAVTALAB; SALAMAT; OJI, 2013). Assim, essa variabilidade vai depender das condições favoráveis para a formação dos nevoeiros, como a circulação atmosférica.

6.3.1.1 Participação sazonal da precipitação oculta e precipitação pluvial

Essa variabilidade da precipitação oculta também reflete no somatório sazonal. O verão (438,1 mm) e o outono (540,5 mm) registraram os maiores volumes de precipitação oculta. Assim, a precipitação oculta incrementou cerca de 63% da precipitação total para o período do outono e 57% para o período do verão. Em relação à precipitação total (soma da precipitação oculta e a precipitação pluvial) registrada no período de análise, o verão representou 24% e o outono 27% (Figura 61).

Figura 61: Porcentagem de participação da precipitação oculta e pluvial por período sazonal.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Para os períodos sazonais de inverno e primavera, a precipitação pluvial obteve os maiores volumes precipitados. No inverno ela correspondeu a 70% (499,3 mm). Para a primavera a precipitação pluvial contribuiu em 66% da precipitação total (427,0 mm) (Figura 61). No estudo de Mager et al. (2016), na região central de Otago (Nova Zelândia), os períodos sazonais que registraram maior precipitação oculta foram a primavera e outono, que corresponderam à 14,7% e 12,2% da precipitação total sazonal, respectivamente.

Nesta pesquisa, observou-se que no período de inverno (junho, julho e agosto) diminuiu a coleta de água dos nevoeiros. Essa diminuição pode ter ocorrido em função da predominância de direção do vento da orientação noroeste (Figura 50) com velocidades variando entre 8,0 até 10 m/s (Figura 54). Apesar da velocidade do vento ser importante para a coleta de água dos nevoeiros (SCHEMENAUER; CERECEDA, 1994; FRUMAU et al., 2006; MONTECINOS, CERECEDA E RIVERA, 2018), as velocidades maiores podem acarretar na não captura da água pelo coletor (HIATT et al., 2012).

Na região de Tarapacá (Chile), Cereceda et al. (2002) identificaram que o inverno e a primavera foram os meses mais produtivos para a coleta de água de neblina. Esses períodos correspondem aos meses de julho a setembro. No entanto, o verão e o outono foram os meses com os menores rendimentos. O estudo de Cereceda et al. (2002) corrobora com a pesquisa de Corell et al. (2014) realizada na região sudeste da Península Ibérica. Assim, os autores identificaram que o inverno e o outono (estação chuvosa) tiveram as maiores taxas de precipitação oculta, ao passo que no verão e na primavera (estação seca) as menores taxas.

Entretanto, os resultados apresentados por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017), que estudaram a região dos Andes Colombianos (hemisfério norte), apresentam-se divergentes das pesquisas até aqui apresentadas. Os meses mais secos (janeiro e fevereiro) tiveram a maior ocorrência de precipitação oculta. O que corrobora com os resultados de Nyaga, Neff e Cramer (2015) para a costa oeste da África do Sul. Os resultados dos referidos autores apontam que no período de verão, meses mais secos, a ocorrência dos nevoeiros foi maior e se tornou uma importante fonte de nutrientes para as plantas da região.

Davtalab, Salamat e Oji (2013) investigaram a potencialidade da captação de água da umidade do ar na região da costa sul do Irã e identificaram que os pontos mais próximos da costa tiveram o potencial máximo de precipitação oculta no verão. Os autores atribuem esse fato à evaporação da água. Ao passo que os pontos mais afastados da costa tiveram o máximo potencial no inverno.

Desse modo, conforme a literatura consultada não se observou uma similaridade na variação sazonal da precipitação oculta. Assim, se questiona sobre a importância da contribuição local, como a topografia, na ocorrência dos nevoeiros, associados às condições meteorológicas e de circulação atmosférica.

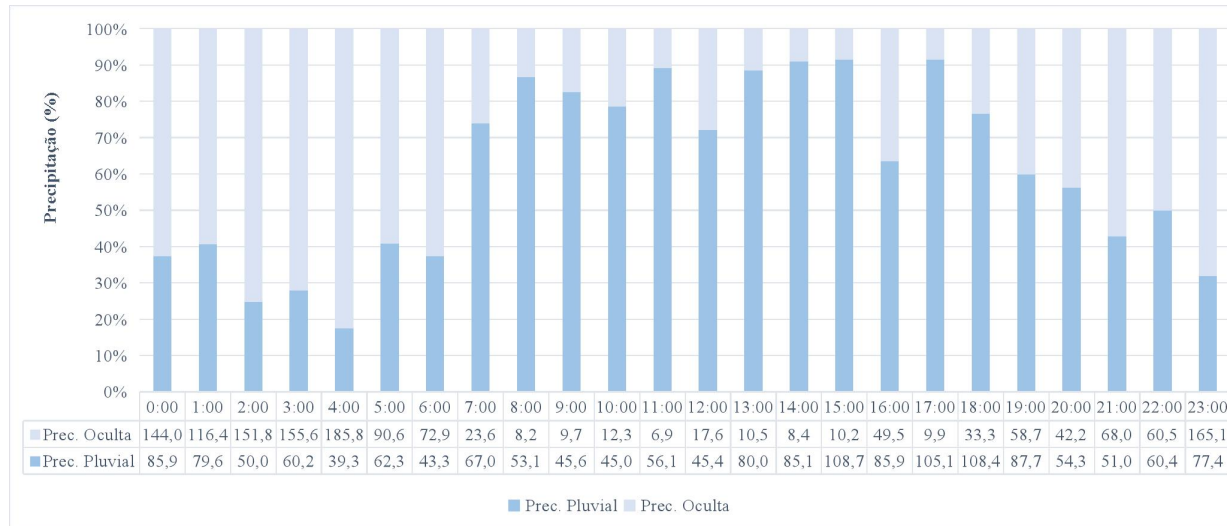
Nesse sentido, para a costa chilena, Cereceda et al. (2002) reconhecem que a corrente fria de Humboldt estava associada à intensificação dos nevoeiros costeiros. E Mager et al. (2016) apontam que o maior volume de precipitação oculta estava associado às frentes frias,

chamados de nevoeiros frontais. Assim, observou-se que existem peculiaridades de cada região que podem afetar na variação e na ocorrência de precipitação oculta.

6.3.1.2 Variação horária da precipitação oculta e precipitação pluvial

Em relação aos horários de ocorrência de precipitação oculta, observou-se que a maior incidência ocorreu no período noturno, aumentando a partir das 19h00min até as 06h00min. Os horários em que mais se registraram à coleta de água foram das 02h00min até as 04h00min, sendo este último correspondeu a cerca de 80% do volume de água coletado da precipitação oculta. Esses resultados corroboram com o estudo de Cáceres et al. (2017), no Deserto do Atacama no Chile (latitude 24°S), onde os autores encontraram que a coleta máxima de água ocorre no início da manhã para o período de inverno. Na Figura 62 verifica-se a relação entre a precipitação oculta e a precipitação pluvial para a área de estudo.

Figura 62: Acumulado horário de precipitação oculta e precipitação pluvial do período de 12 de novembro de 2017 até 12 de dezembro de 2018.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

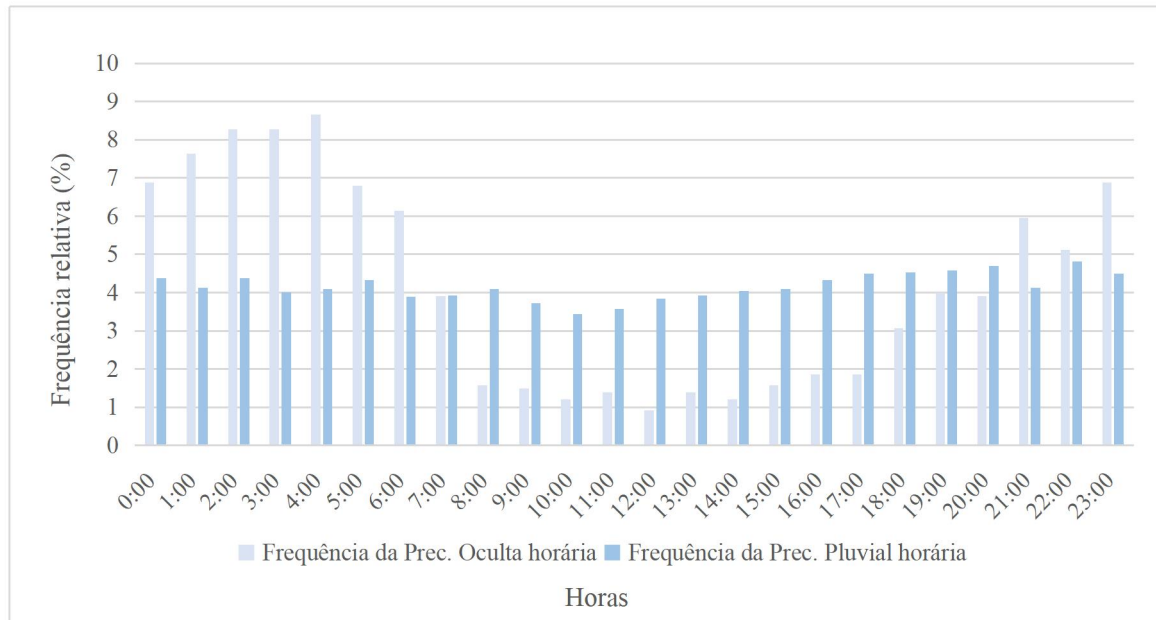
Resultados semelhantes foram encontrados por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017), na região de Páramos no Andes Colombiano. Os autores analisaram a precipitação oculta em três locais distintos, em altitudes que variam de 3118 m até 4040 m. Além das diferenças mensais na ocorrência de precipitação oculta, os autores também averiguaram que a maior parte da

precipitação oculta ocorreu no período da manhã e próximo ao pôr do sol. Porém, os autores encontraram que na altitude de 3118 metros os registros de precipitação oculta ocorreram mais durante à noite e de manhã cedo, com poucos registros durante o dia.

No período de aquecimento do ar, a quantidade de água coletada dos nevoeiros foi menor, chegando até 10% da precipitação total registrada às 14h00min e às 15h00min. A partir das 19h00min, o volume de precipitação oculta correspondeu ao mínimo de 50% do total precipitado horário. Mager et al. (2016) associa a precipitação oculta, que ocorre durante o período diurno, às passagens frontais. Segundo os autores, a região da pesquisa é frequentemente atingida pelas frentes frias.

A frequência horária da precipitação oculta acompanha os valores totais horários. As maiores frequências de precipitação oculta ocorreram no período noturno, chegando a 9% às 04h00min. À medida que começa a aquecer o ar, a frequência da precipitação oculta começa a diminuir, sendo a frequência mínima ao meio-dia com 1% das horas com precipitação oculta (Figura 63).

Figura 63: Distribuição da frequência horária da precipitação oculta e precipitação pluvial.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Oliver e Rautenbach (2002) pesquisaram a precipitação oculta em dois pontos na África do Sul. Os autores também encontraram que a maior parte da água coletada foi durante o início

da manhã, principalmente entre às 02h00min até as 09h00min. No entanto, para ambos os pontos, a água da chuva obteve o maior rendimento durante o dia, podendo ocorrer em qualquer horário. Na BHRB também foi identificado que a precipitação oculta pode ocorrer em qualquer horário do dia, mas se concentra mais no período noturno.

Além das frentes frias apontadas por Mager et al. (2016), Estrela et al. (2008) mencionam que as flutuações diárias na frequência horária da precipitação oculta podem ser devido ao desenvolvimento e dissipação de nevoeiro orográfico, dado que estão associadas com as alterações diárias na temperatura do ar. Quando ocorre a diminuição da temperatura, o vapor de água contido no ar ascendente pode condensar e produzir névoa. Por outro lado, quando a temperatura do ar aumenta ao meio-dia pode não ser suficiente o arrefecimento no ar ascendente para que o vapor de água se condense, e portanto, a formação de névoa é inibida.

Afirmando o apresentado por Estrela et al. (2008), Corell et al. (2014) identificaram que a ocorrência de precipitação oculta no período diurno pode ocorrer devido aos nevoeiros orográficos. Dessa forma, o desenvolvimento e a dissipação dos nevoeiros estão associados às flutuações de temperatura do ar. Assim, no estudo dos referidos autores, no sudeste da Península Ibérica, também apresentou que a precipitação oculta foi mais frequente nas primeiras e últimas horas do dia, ou seja, no período noturno. No período diurno, horas de maior insolação, a ocorrência de precipitação oculta foi menor.

O estudo de Mager et al. (2016) também valida o apresentado pelos autores anteriormente descritos. Além disso, a pesquisa identificou que em 54 eventos de nevoeiro com registro de precipitação oculta observados ocorreram entre as 06h00min e 13h00min. O período de amostragem da pesquisa correspondeu entre os anos de 2015 (junho) e 2016 (julho). A pesquisa de Mager et al. (2016) mostrou que a maior ocorrência de precipitação oculta foi às 08h00min, com 6 registros. Porém, os autores ressaltam que os nevoeiros frontais podem ocorrer a qualquer hora do dia. Entretanto, os outros tipos de nevoeiros são prováveis e mais frequentes ou durante a manhã ou próximo do amanhecer.

Corroborando com os autores supracitados, Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) observaram que a ocorrência atinge seu pico de manhã e à noite. No entanto, os autores encontraram diferenças entre as estações no ano. O verão, outono e primavera registraram a maior frequência de precipitação oculta pela manhã e à noite. No inverno, a coleta foi menor e em reduzidas contribuições durante o dia.

Diferentemente da precipitação oculta, a precipitação pluvial apresentou a frequência horárias similar em todas as horas do dia. Porém, com uma leve tendência a aumentar no final da tarde, chegando a 5% entre 16h00min e 20h00min. Assim, observou-se essa específica

diferença entre a frequência horárias de precipitação oculta e precipitação pluvial. Dessa forma, os horários de chuva foram mais regulares no período de coleta, enquanto os horários de precipitação oculta se concentram mais no período noturno, reforçando os resultados apresentados em pesquisas anteriores descritas.

6.3.2 Seleção dos eventos de precipitação oculta

6.3.2.1 Classificação dos eventos de precipitação oculta.

Os eventos de precipitação oculta foram selecionados a partir dos registros horários do coletor de nevoeiro, sendo considerado um evento a quantidade de horas contínuas que teve registro no coletor. A área de estudo obteve um total de 470 eventos de precipitação oculta, que juntos somam 1075 horas com registro de precipitação oculta. Esses eventos registraram uma média de 1,5mm/h de precipitação oculta (Tabela 12).

Tabela 12: Classificação e quantificação dos eventos de precipitação oculta por tempo de duração para todo o período.

| Duração dos eventos | Número de eventos | Frequência dos eventos em porcentagem (%) | Acumulado de P. Oculta (mm) | Frequência da P.O acumulado em porcentagem (%) | Média de prec. oculta (mm/h) |
|---------------------|-------------------|---|-----------------------------|--|------------------------------|
| 1 hora | 250 | 53 | 246,1 | 16 | 1,0 |
| 2 horas | 88 | 19 | 208,7 | 14 | 1,2 |
| 3 horas | 43 | 9 | 129,1 | 9 | 1,0 |
| 4 horas | 29 | 6 | 204,1 | 14 | 1,8 |
| 5 horas | 20 | 4 | 183,4 | 12 | 1,8 |
| 6 horas | 13 | 3 | 141,5 | 9 | 1,8 |
| 7 horas | 11 | 2 | 153,7 | 10 | 2,0 |
| Mais de 8 horas | 16 | 3 | 245,1 | 16 | 1,6 |
| Total | 470 | 100 | 1511,7 | 100 | 1,5 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

Os eventos de uma e três horas registraram a menor média de coleta de água por evento, sendo de 1,0mm/h. No entanto, os eventos de uma hora foram os que tiveram a maior ocorrência e corresponderam um total de 53% dos registros de precipitação oculta. Juntos esses eventos de uma hora totalizaram 259,4 mm. Os eventos de três horas correspondem a 9% do total de horas com precipitação oculta, porém foram os que coletaram a menor quantidade de água. Os eventos mais curtos encontrados por Estrela et al. (2008) para a região

de Mt. Bartolo (Valência/Espanha) foram de duas horas de duração e obtiveram as menores taxas de coleta de água (0,47 l/m²/h). Assim, observou-se que não necessariamente o maior tempo de duração vai estar relacionado a maior coleta de água.

Os eventos de quatro, cinco e seis horas tiveram taxas iguais de precipitação oculta, sendo de 1,8 mm/h por evento. Entretanto, os eventos com quatro horas de duração ocorreram com maior frequência (vinte e nove eventos) e somaram 204,1 mm. Dessa forma, observou-se que conforme o aumento da duração dos eventos a frequência diminuiu, chegando a doze eventos com sete horas de duração. A taxa de coleta para esses eventos foi maior, com 2,0 mm/h. Para os eventos com mais de oito horas de duração, a taxa de coleta foi de 1,6 mm/hora. Em dezesseis eventos, o total de precipitação oculta coletado foi muito próximo do total coletado nos eventos de uma hora de duração, sendo de 245,1 mm e 246,1 mm, respectivamente.

O evento mais longo de precipitação oculta foi de doze horas de duração e ocorreu das 07h00min do dia 7/12/2017 e terminou às 06h00min do dia 8/12/2017, que somou 21,4 mm/m² (21,4l). Para Estrela et al. (2008), o mais longo episódio de nevoeiro ocorreu em Tomt. Montgo (Valência/Espanha) e persistiu durante noventa e duas horas consecutivas. O evento somou uma quantidade total de água de nevoeiro de 140 l/m². Na Península Ibérica, Corell et al. (2014) identificaram que um evento de precipitação oculta de 86 horas consecutivas e acumulou um total de 465 l/m².

Assim, observou-se que a duração do evento nem sempre está associada à maior quantidade de água coletada. Dessa forma, outros fatores podem influenciar nessa coleta. Como os fatores meteorológicos de velocidade e direção do vento, por exemplo, e característica do nevoeiro, como distribuição do tamanho da gota e o teor de água líquida. Além dos fatores físicos locais, como altitude e a orientação da vertente (RITTER et al., 2005).

Na bacia hidrográfica do Rio do Boi, outros treze eventos de precipitação oculta ocorreram com o maior volume de água coletado em relação ao maior evento em horas de duração. Esses eventos ocorreram a partir de cinco horas de duração. O maior volume de água coletado foi em um evento de sete horas e acarretou um total de 50 mm/m². Esse volume foi registrado das 21h00min do dia 10 de março de 2018 até as 03h00min do dia 11 de março de 2018. O segundo maior evento em coleta de água foi registrado com 40,1 mm/m². Esse evento também ocorreu com sete horas de duração, mas ocorreu no final de dezembro de 2017 (28/12/2017). Os demais eventos tiveram entre 21,7 até 29,2 mm/m².

Os resultados apresentados mostraram que nem sempre os eventos com maior duração produzem os maiores volumes de precipitação oculta, conforme também visto em Estrela et al.

(2008). Assim, verificou-se a variabilidade dos eventos de precipitação oculta, não existindo uma padronização na quantidade de água coletada por evento. Entretanto, os eventos com menor duração tiveram o maior número de registros e juntos somaram praticamente a mesma quantidade de água coletada em eventos com maior duração de precipitação oculta, que tiveram o menor número de eventos.

Esses resultados podem estar relacionados às características dos nevoeiros, reforçando o que apontou Ritter et al. (2005) Além das características dos nevoeiros, outros fatores como a velocidade do vento podem afetar a quantidade de água coletada dos nevoeiros. Assim, a baixa velocidade do vento acarreta nas baixas taxas de quantidade de água (ESTRELA et al., 2008; FRUMAU et al., 2010). Esse fator pode ser limitante para a diferença de água coletada em diversos locais onde a coleta de água dos nevoeiros é realizada. Durante o período de análise não se verificou elevada velocidade do vento associado a maior quantidade de água coletada, como afirmam diversas pesquisas para a captura de água dos nevoeiros.

6.3.2.2 Relação mensal dos eventos de precipitação oculta

No período analisado, os eventos de uma hora predominaram em todos os meses. A tendência apresentada pelos dados mostrou que à medida que aumenta a duração dos eventos de precipitação oculta, o número de registros diminui. No entanto, ocorreram algumas exceções como nos meses de abril, setembro e novembro. Esses meses tiveram a maior ocorrência nos eventos de quatro, cinco e oito horas (Quadro 5).

Quadro 5: Classificação dos eventos de precipitação oculta quanto à duração e frequência absoluta mensal.

| Anos | Meses | Eventos de 1 hora | Eventos de 2 horas | Eventos de 3 horas | Eventos de 4 horas | Eventos de 5 horas | Eventos de 6 horas | Eventos de 7 horas | Eventos de 8 horas ou mais |
|------|-------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|----------------------------|
| 2017 | Nov | 16 | 3 | 6 | 4 | 3 | 1 | 0 | |
| | Dez | 24 | 8 | 5 | 6 | 1 | 2 | 2 | 2 |
| 2018 | Jan | 33 | 12 | 4 | 0 | 2 | 2 | 1 | 1 |
| | Fev | 23 | 12 | 2 | 3 | 3 | 0 | 1 | 0 |
| | Mar | 22 | 13 | 4 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | Abr | 21 | 6 | 4 | 0 | 7 | 3 | 1 | 5 |
| | Mai | 25 | 7 | 3 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| | Jun | 18 | 4 | 2 | 2 | 0 | 0 | 2 | 1 |
| | Jul | 14 | 3 | 2 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| | Ago | 12 | 6 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 |
| | Set | 25 | 10 | 5 | 7 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| | Out | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Nov | 15 | 3 | 3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 3 |
| | Dez | 0 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

A variação na frequência ocorreu também em relação aos meses do ano. Assim, há uma tendência na diminuição do número de eventos por meses, principalmente nos eventos de até três horas de duração. Ocorreu uma exceção no mês de setembro, em que houve o aumento na frequência nos eventos de uma, duas, três e quatro horas, em relação aos meses anteriores.

Essa variação também reflete na quantidade de precipitação oculta acumulada por eventos nos meses analisados. Os eventos de uma hora, que juntos somam a maior quantidade de água coletada, apresentam a maior homogeneidade na distribuição mensal em relação aos eventos de mais de oito horas, segundo na maior quantidade de água coletada. Apesar das médias de precipitação oculta dos eventos por mês serem iguais, o desvio médio e o desvio padrão mostram que ocorre a variabilidade mensal na quantidade de precipitação oculta. Assim, os eventos com mais de oito horas de duração registraram os maiores desvios em relação aos eventos de uma hora de duração (Quadro 6).

Quadro 6: Precipitação oculta total (mm) em função do tempo de duração dos eventos para cada mês analisado.

| Anos | Meses | Eventos com 1 hora (mm) | Eventos com 2 horas (mm) | Eventos com 3 horas (mm) | Eventos com 4 horas (mm) | Eventos com 5 horas (mm) | Eventos com 6 horas (mm) | Eventos com 7 horas (mm) | Eventos com 8 horas ou mais (mm) |
|----------------------|---------------|-------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| 2017 | Nov | 10,9 | 12,8 | 19,1 | 33,6 | 13,6 | 29,2 | 0,0 | 0,0 |
| | Dez | 24,8 | 21,9 | 20,8 | 58,9 | 6,5 | 15,0 | 41,3 | 42,0 |
| 2018 | Jan | 18,1 | 13,8 | 11,4 | 0,0 | 26,1 | 6,0 | 1,3 | 5,7 |
| | Fev | 20,0 | 25,2 | 2,4 | 18,6 | 29,6 | 0,0 | 2,0 | 0,0 |
| | Mar | 10,2 | 19,9 | 13,6 | 18,3 | 12,2 | 25,9 | 50,5 | 34,4 |
| | Abr | 50,6 | 10,5 | 9,2 | 0,0 | 44,1 | 28,2 | 9,0 | 103,6 |
| | Mai | 26,3 | 23,5 | 6,0 | 3,2 | 23,6 | 5,0 | 3,0 | 9,7 |
| | Jun | 19,2 | 5,9 | 3,0 | 6,3 | 0,0 | 0,0 | 27,7 | 19,1 |
| | Jul | 16,8 | 6,5 | 6,5 | 2,6 | 0,0 | 0,0 | 15,4 | 0,0 |
| | Ago | 15,2 | 43,4 | 4,4 | 0,0 | 0,0 | 16,5 | 0,0 | 4,0 |
| | Set | 29,3 | 18,8 | 6,0 | 24,4 | 0,0 | 0,0 | 3,5 | 1,8 |
| | Out | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| | Nov | 4,5 | 0,9 | 22,6 | 31,9 | 27,7 | 0,0 | 0,0 | 24,8 |
| | Dez | 0,0 | 5,3 | 4,1 | 1,5 | 0,0 | 15,7 | 0,0 | 0,0 |
| Medidas de dispersão | Média | 17,6 | 14,9 | 9,2 | 14,2 | 13,1 | 10,1 | 11,0 | 17,5 |
| | Desvio padrão | 9,3 | 9,1 | 5,9 | 14,3 | 12,3 | 10,0 | 13,0 | 19,5 |
| | Desvio padrão | 13,2 | 11,7 | 7,2 | 17,8 | 14,7 | 11,4 | 16,8 | 28,4 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

À medida que a duração dos eventos de precipitação oculta aumenta, o acúmulo de precipitação oculta coletada foi mais variável ao longo dos meses. Além disso, alguns tipos de eventos (horas) de precipitação oculta não ocorreram em todos os meses, como nos eventos de cinco e seis e sete horas de duração, principalmente nos meses de inverno e primavera. No entanto, esses eventos com maior duração acumularam os maiores volumes de água coletada.

O mês de abril, por exemplo, registrou cinco eventos com mais de oito horas de duração que somaram 103,6 mm.

Outro exemplo que pode ser citado ocorreu em dezembro de 2017. Nesse dia, os eventos de quatro horas e mais de oito horas de duração tiveram a quantidade de água coletada semelhante, mas a quantidade de eventos com mais de oito horas foi de apenas dois, ao passo que os eventos de quatro horas totalizam seis. Entretanto, entre os meses de novembro de 2017 até maio de 2018, os eventos acima de quatro horas de duração registraram os maiores volumes de água coletada. A partir de junho, os eventos com maior tempo de duração tiveram a maior variabilidade na quantidade de água coletada, isso também foi um reflexo do número de eventos com mais horas de duração.

A distribuição horária dos eventos de precipitação oculta por tempo de eventos legitima o apresentado na Figura 63, que representa as maiores frequências horárias de precipitação oculta nas primeiras horas do dia e à noite. Os eventos com poucas horas de duração registraram as maiores ocorrências no período de aquecimento do ar, em relação aos eventos com maior duração. Os eventos de maior duração tiveram a tendência de ser mais recorrentes no período noturno. O Quadro 7 apresenta a frequência horária dos eventos de precipitação oculta.

Quadro 7: Frequência absoluta horária por tempo de duração dos eventos de precipitação oculta para cada mês analisado.

| Horas | Eventos com 1 hora | Eventos com 2 horas | Eventos com 3 horas | Eventos com 4 horas | Eventos com 5 horas | Eventos com 6 horas | Eventos com 7 horas | Eventos com 8 horas ou mais |
|-------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-----------------------------|
| 0:00 | 9 | 14 | 2 | 10 | 7 | 7 | 9 | 17 |
| 1:00 | 11 | 12 | 4 | 13 | 9 | 9 | 8 | 16 |
| 2:00 | 14 | 11 | 10 | 9 | 12 | 11 | 7 | 14 |
| 3:00 | 6 | 13 | 12 | 9 | 15 | 11 | 7 | 16 |
| 4:00 | 16 | 15 | 14 | 10 | 11 | 9 | 5 | 13 |
| 5:00 | 14 | 13 | 10 | 6 | 9 | 7 | 4 | 10 |
| 6:00 | 14 | 14 | 8 | 5 | 8 | 5 | 4 | 8 |
| 7:00 | 13 | 8 | 5 | 2 | 5 | 3 | 1 | 5 |
| 8:00 | 6 | 4 | 4 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 |
| 9:00 | 7 | 5 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 10:00 | 4 | 6 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 11:00 | 8 | 3 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 12:00 | 6 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 13:00 | 8 | 3 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 14:00 | 5 | 5 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 15:00 | 10 | 3 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 16:00 | 13 | 1 | 2 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 17:00 | 9 | 3 | 1 | 4 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 18:00 | 11 | 6 | 3 | 7 | 1 | 1 | 3 | 1 |
| 19:00 | 18 | 5 | 4 | 7 | 1 | 1 | 4 | 3 |
| 20:00 | 7 | 7 | 8 | 6 | 1 | 2 | 4 | 7 |
| 21:00 | 17 | 9 | 12 | 6 | 1 | 2 | 6 | 11 |
| 22:00 | 9 | 6 | 10 | 7 | 0 | 3 | 7 | 13 |
| 23:00 | 15 | 12 | 6 | 9 | 5 | 6 | 6 | 15 |

Fonte: Trabalho de campo (2017, 2018).
Elaboração: Autora.

Os eventos de até duas horas de duração podem ocorrer em qualquer período do dia. No entanto, os demais eventos, com mais de três horas de duração, tiveram o predomínio na ocorrência no período de resfriamento do ar, bem como destacam Oliver e Rautenbach (2002), Corell et al. (2014), Mager et al. (2016), Cáceres et al. (2017), Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) e Montecinos, Cereceda e Rivera (2018).

Assim, conforme ocorreu o aumento da duração dos eventos, a distribuição horária dos eventos foi completamente distinta dos eventos com o menor número de horas de duração. Destaca-se ainda, que os eventos de quatro, seis, sete e oito horas de duração tiveram apenas registros de precipitação oculta entre 18h00min até as 07h00min. Dentro desse período, da 00h00min até as 05h00min, tiveram os maiores registros, destacando-se os eventos com mais de oito horas de duração.

De maneira geral, independentemente do tempo de duração, os eventos de precipitação oculta tiveram a maior frequência no período noturno. O que está ligado ao resfriamento do ar. Assim, nesse período é quando dispõem as condições propícias para a ocorrência de nevoeiro e o coletor consegue capturar. O tempo de duração do nevoeiro também se considerou como um dos fatores responsáveis pela maior quantidade de coleta de água, tendo em vista que o número de ocorrência geralmente foi inferior (FIGUEIRA, 2008).

6.3.2.3 Relação da precipitação oculta com os atributos climáticos

Os dados horários de precipitação oculta não apresentaram boa relação estatística com os atributos climáticos horários. Assim, apenas pode-se observar que a precipitação oculta obteve relação direta ou inversa com esses atributos. A velocidade do vento e a umidade relativa do ar tiveram relação direta com a precipitação oculta. Dessa forma, a tendência foi que quanto maior for a umidade relativa e a velocidade do vento, maior será a quantidade de água coletada no coletor. Entretanto, não foi possível afirmar a relação entre os valores de precipitação oculta e os atributos através dos valores de correlação.

As demais variáveis de temperatura do ar, umidade absoluta do ar, temperatura do ponto de orvalho, depressão do ponto de orvalho e radiação solar total tiveram a relação inversa com a precipitação oculta. Essas variáveis apresentaram a tendência em diminuir quando ocorreu a precipitação oculta. Bem como as variáveis anteriores, nessas variáveis, que tiveram relações inversas, não se pode estabelecer significativa relação com a precipitação oculta, pois

a máxima correlação foi de -0,1 nas variáveis de depressão do ponto de orvalho e radiação solar.

Assim, os resultados desta pesquisa foram semelhantes aos encontrados por Ritter, Regalado e Guerra (2015), na Ilha Tenerife, nas Ilhas Canárias. Os autores também não encontraram boa relação entre a precipitação oculta e as variáveis meteorológicas. No entanto, os resultados apresentados pelos referidos autores mostraram que os altos valores de velocidade do vento e os menores índices de radiação solar estavam associados aos maiores volumes de água. A Tabela 13 apresenta os valores de correlação entre os atributos climáticos e a precipitação oculta.

Tabela 13: Correlação entre os dados horários dos atributos climáticos e da precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

| Atributos climáticos da EMA | Correlação linear simples (r) |
|---|--|
| Velocid. média do vento (m/s) | 0,05 |
| Temp. média (°C) | -0,08 |
| UR média (%) | 0,11 |
| UA média (g/m ³) | -0,03 |
| Temp. do ponto de orvalho (°C) | -0,03 |
| Depressão do P.Orv. (°C) | -0,10 |
| Radiação solar global (MJ/m ²) | -0,10 |

| Atributos climáticos da EMA/INMET | Correlação linear simples (r) |
|--|--|
| Velocid. média do vento (m/s) | -0,09 |
| Direção do vento (°) | -0,05 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) também não encontraram significativas correlações entre precipitação oculta e os atributos climáticos para alguns pontos nos Andes colombiano. Entretanto, para outros locais, os autores encontraram uma correlação significativa, mas cada local registrou correlações diferentes.

Um outro ponto abordado por Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017) foi que a baixa taxa de coleta da água poderia estar relacionada com essa baixa correlação entre as variáveis e a precipitação oculta. Para os autores, a baixa taxa foi de 0,12mm/h. No caso desta pesquisa, a taxa média diária foi de 0,15 mm/h muito próximo do que os autores apontaram como baixa taxa de coleta.

Dessa forma, observou-se que não necessariamente precisa ter uma variável climática relevante para que ocorra a captura de precipitação oculta. De acordo com a Sociedade Americana e Meteorologia (2020), os nevoeiros ocorrem em condições atmosféricas específicas, como a presença de umidade atmosférica e temperatura do ar igual ou próxima da temperatura do ponto de orvalho (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2020).

Analisando a variação mensal dos atributos climáticos, observou-se que a média da temperatura horária mensal, na ocorrência de precipitação oculta, variou de 8,7 °C no mês de junho até 17,0 °C no mês de janeiro. Os meses de menor média corresponderam ao período de inverno e os meses de maior média corresponderam ao período de verão. Essa variação é observada na Tabela 14.

Tabela 14: Relação entre os eventos de precipitação oculta horário (mm) e a média horária dos atributos climáticos nos eventos de precipitação oculta.

| Anos | Meses | Méd da | Méd. da | Méd da | Méd. da | Umidade | Média | Desvio |
|---------------|-------|--------------|----------------|--------------|----------------|---------------------|--------------|---------|
| | | Prec. Oculta | Velocidade | Temp média | Umidade | Absoluta | Temp. do | |
| | | horária (mm) | média do vento | do ar | Relativa média | do ar | ponto de | entre T |
| | | | horária (m/s) | horária (°C) | horária (%) | (g/m ³) | orvalho (°C) | e TPO |
| 2017 | Nov | 1,6 | 0,9 | 11,9 | 97,6 | 10,5 | 11,5 | 0,4 |
| | Dez | 1,8 | 0,6 | 15,0 | 98,7 | 12,9 | 14,8 | 0,2 |
| 2018 | Jan | 0,8 | 0,5 | 17,0 | 97,5 | 14,3 | 16,6 | 0,4 |
| | Fev | 1,1 | 0,5 | 15,3 | 96,6 | 12,7 | 14,7 | 0,6 |
| | Mar | 2,0 | 1,0 | 14,6 | 97,5 | 12,6 | 14,2 | 0,5 |
| | Abr | 1,7 | 2,0 | 13,2 | 97,3 | 11,2 | 12,7 | 0,4 |
| | Mai | 1,2 | 1,4 | 12,2 | 97,5 | 10,8 | 11,8 | 0,4 |
| | Jun | 1,3 | 2,6 | 8,7 | 96,1 | 8,4 | 8,0 | 0,7 |
| | Jul | 1,3 | 1,3 | 9,3 | 98,1 | 9,1 | 9,0 | 0,3 |
| | Ago | 1,8 | 2,6 | 8,0 | 96,6 | 8,2 | 7,5 | 0,5 |
| | Set | 0,8 | 0,9 | 11,0 | 99,0 | 10,1 | 10,9 | 0,1 |
| | Out | 0,1 | 2,5 | 12,4 | 100,0 | 11,0 | 12,4 | 0,0 |
| | Nov | 1,5 | 1,7 | 13,9 | 97,7 | 11,9 | 13,5 | 0,4 |
| | Dez | 1,5 | 3,3 | 4,9 | 97,8 | 6,7 | 4,6 | 0,3 |
| Média | | 1,3 | 1,6 | 12,0 | 97,7 | 10,7 | 11,6 | 0,4 |
| Máxima | | 2,0 | 3,3 | 17,0 | 100,0 | 14,3 | 16,6 | 0,7 |
| Mínimo | | 0,1 | 0,5 | 4,9 | 96,1 | 6,7 | 4,6 | 0,0 |
| Desvio médio | | 0,4 | 0,8 | 2,6 | 0,7 | 1,6 | 2,6 | 0,1 |
| Desvio padrão | | 0,5 | 0,9 | 3,3 | 1,0 | 2,1 | 3,3 | 0,2 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).

Elaboração: Autora.

As médias das temperaturas do ponto de orvalho foram muito próximas das temperaturas do ar em todos os meses analisados, conforme também apresentados pelas médias dos desvios entre a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Essa relação confirma o apontado pela Sociedade Americana de Meteorologia (2020). Dessa forma, os valores dos

desvios médios não ultrapassaram 0,7 °C no mês de junho. O valor mínimo foi de 0,0 °C em outubro.

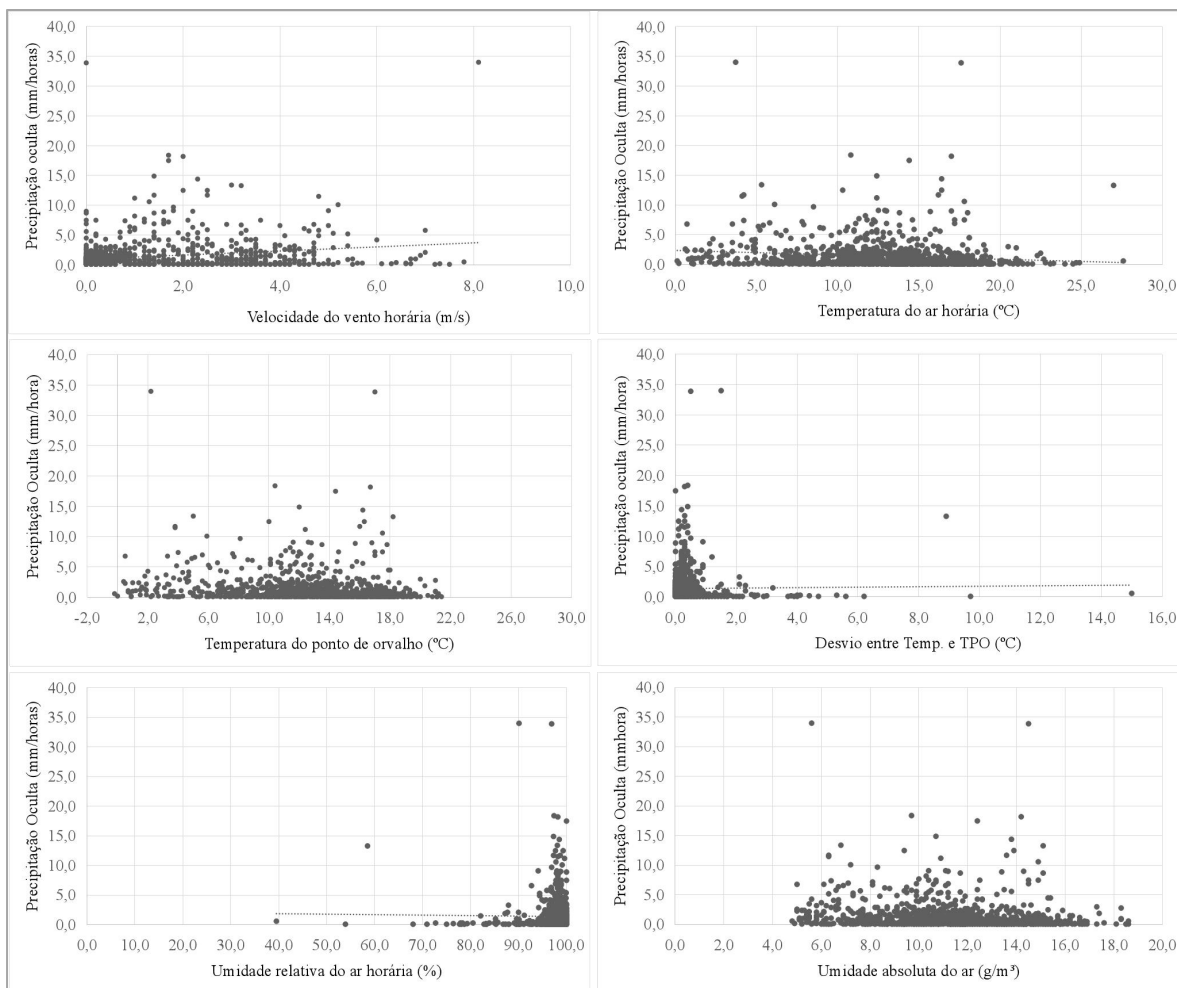
Nos eventos de precipitação oculta, os valores de umidade relativa do ar variaram entre 96% e 100%. Esses valores corroboram com Croft (2003), quando ele aponta que não necessariamente a umidade relativa do ar precisa estar em 100% para que ocorra a condensação do nevoeiro. Ainda o autor ressalta que estando entre 80% e 90% já pode ocorrer a condensação. Para a região de Coquimbo, Costa Chilena, Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) encontraram a variação mensal da umidade relativa do ar oscilando de 55,8% e 94,1%, sendo a maior variação. Diante disso, os menores valores de umidade relativa ocorrem no verão, período de menor incidência de nevoeiro e os maiores valores ocorreram no inverno, quando os episódios de nevoeiros foram maiores.

A umidade absoluta do ar, outra variável que apresenta a concentração de água na atmosfera, obteve variações significativas na coleta de água dos nevoeiros. Os meses mais quentes tiveram as maiores concentrações de vapores de água. Janeiro, por exemplo, registrou a umidade absoluta de 14,3 g/m³. À medida que a média da temperatura do ar diminuiu, a umidade absoluta também diminuiu, chegando ao menor valor no mês de agosto (8,2 g/m³). No entanto, cabe ressaltar que dezembro (2018) registrou o menor valor, porém foi o último mês de coleta, e ele conteve apenas 12 dias de análise. A média da umidade absoluta foi de 10,7 g/m³ nos horários de ocorrência de precipitação oculta. Esses resultados mostraram a correlação positiva entre a umidade absoluta do ar e a precipitação oculta. Assim, nos meses que tiveram os maiores volumes coletados de precipitação também tiveram os maiores valores de umidade absoluta.

A velocidade do vento é apontada pela maioria dos autores consultados como um dos responsáveis pela coleta de água dos nevoeiros em coletores passivos, como o que utilizou-se nesta pesquisa (ESTRELA et al., 2007; CERECEDA, 2014; RITTER; REGALADO; GUERRA, 2015). Entretanto, na bacia hidrográfica do Rio do boi, a velocidade do vento registrou a média de 1,6 m/s. Dezembro (2018) foi o mês com a maior média da velocidade do vento entre os eventos de precipitação oculta. Janeiro e fevereiro tiveram as menores médias com 0,5m/s em ambos os meses. Com essas características observou-se que a velocidade do vento foi relativamente baixa nos episódios de nevoeiros em comparação aos apontados por outras pesquisas. Algumas pesquisas apontaram que o máximo de água coletada foi próximo dos 8,0m/s de velocidade do vento (HIATT; FERNANDEZ; POTTER, 2012; RITTER; REGALADO; GUERRA, 2015; MONTECINO; CERECEDA; RIVERA, 2018).

Nesta pesquisa, os resultados também não foram claros em relação aos valores horários de precipitação oculta e as variáveis meteorológicas. Isso contraria o apontado por Ritter, Regalado e Guerra (2015), que os maiores volumes de precipitação oculta estavam relacionados aos maiores valores de velocidade do vento. Assim, os resultados aqui não apresentaram essa definição entre a velocidade do vento e a precipitação oculta. Na bacia hidrográfica do Rio do Boi, os maiores registros de precipitação oculta ocorreram próximo dos 2,0 m/s (Figura 64). No entanto, observou-se que um dos maiores volumes de precipitação oculta ocorreu na velocidade de 8,0 m/s, o que corrobora com a literatura.

Figura 64: Dispersão dos valores horários de precipitação oculta em relação aos atributos climáticos: velocidade do vento (A); Temperatura do ar (B); Umidade relativa do ar (C) e desvios entre T e TPO (D).



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018).
Elaboração: Autora.

Os dados de temperatura do ar tiveram elevada variação na ocorrência de precipitação oculta. Assim, a temperatura do ar nos registros de precipitação oculta foi de 0,0 °C até 27,0 °C. Intervalos de temperatura mais baixos foram encontrados Cereceda et al. (2002). Os autores encontraram oscilações entre 2,0°C até 12,0 °C para a região mais afastada da costa e entre 8,0 °C e 18,0 °C para a costa. No estudo de Ritter, Regalado e Guerra (2015), os valores de temperaturas encontrados na ocorrência de precipitação oculta foram mais próximos dos encontrados por Cereceda et al. (2002).

O estudo de Ritter, Regalado e Guerra (2015) apontou que os valores foram de 7,5 °C e 12,5 °C para a altitude de 1015m, chegando até 0,0 °C para a altitude de 1747 m. Na bacia hidrográfica do Rio do Boi, que está a 915 m de altitude, observou-se que entre 10,0 °C a 15,0 °C de temperatura do ar registrou uma leve concentração dos registros de precipitação oculta. Esses resultados se assemelham aos valores máximos encontrados por Cereceda et. al. (2002) e Ritter, Regalado e Guerra (2015).

Os desvios entre a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho estavam concentrados em até 2,0 °C, mas também ocorreram eventos de precipitação oculta com 15,0 °C de desvios. Esses eventos com grandes desvios foram considerados como *outlier*. No estudo de Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), os resultados mostraram valores de até 8,0 °C de desvio entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho nos eventos de precipitação oculta. Os autores relataram que a diferença de 8,0 °C pode ser em razão da coleta de água pelo coletor não ser simultânea com a presença de nevoeiro.

No caso dos dados de umidade absoluta do ar, os valores variaram entre 5,0 g/m³ até aproximadamente 19,0 g/m³. Observou-se também que os valores de umidade absoluta registrados nos horários de ocorrência de precipitação oculta foram mais similares aos dados de temperatura do ar, isso ocorreu devido à relação direta entre essas duas variáveis (WHITEMAN, 2000; RANGWALA, 2013).

Além desse intervalo com maior número de ocorrência, podemos destacar outros intervalos de umidade absoluta que tiveram os maiores volumes de água coletados. O primeiro corresponde entre 6,0 g/m³ até 8,0g/m³. Nesse intervalo o volume coletado de água foi superior a 10,0 mm/h. Ocorreu uma concentração de precipitação oculta entre a umidade absoluta de 9,0 g/m³ até 11,0 g/m³, cujo maior volume coletado nesse intervalo foi de 20,0 mm/h. Por fim, houve uma concentração de PO entre a umidade de 13,0 g/m³ e 15,0 g/m³, sendo que os volumes de água coletados foram superiores aos demais registros.

Os dados de umidade relativa do ar foram um dos que mais tiveram correspondência com os dados de precipitação oculta. Os valores de umidade relativa próximos a 100%

proporcionaram os maiores números de registros de precipitação oculta e os maiores volumes. O estudo de Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), para a Costa Chilena na região de Coquimbo, também apresentou que a coleta de água dos nevoeiros estava ligada aos maiores valores de umidade relativa do ar. Assim, observou-se que a ocorrência de nevoeiro aumentou a umidade local até o ponto de saturação do ar.

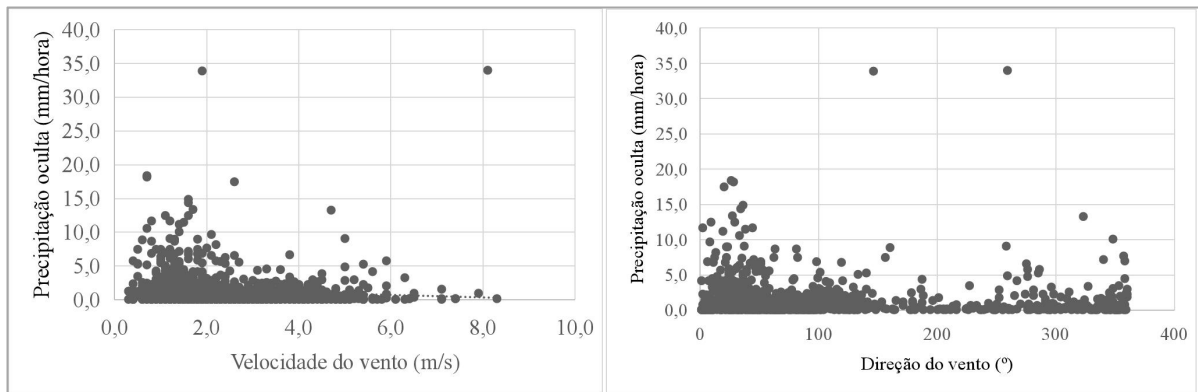
Na região dos Andes Colombiano, Cárdenas, Tobón e Buytaert (2017), também investigaram a relação entre a precipitação oculta e as variáveis meteorológicas. Os resultados alcançados mostraram relação positiva entre a precipitação oculta e a umidade do ar, reforçando os resultados desta pesquisa. Além da umidade do ar, os autores identificaram essa relação positiva com a velocidade do vento. A influência do vento na precipitação oculta também foi apontada por Schemenauer et al. (1988), Schemenauer e Cereceda (1991, 1993), Oliver (2001), Cáceres et al. (2007), Estrela et al. (2008), Hiatt et al. (2012) e Ritter, Regalado e Guerra (2015).

Cereceda (2014) explica que a velocidade do vento é um fator que influencia no maior ou menor potencial de coleta de água dos nevoeiros. A autora ainda menciona que, de modo geral, quanto maior a velocidade do vento, mais gotas de água passarão pela malha do coletor que intercepta o nevoeiro, que será recolhido pela superfície. No entanto, os ventos calmos e fracos podem estar relacionados a nevoeiros de radiação.

Ao analisar os dados de direção e a velocidade do vento da estação meteorológica automática de Cambará do Sul (INMET) associado à precipitação oculta, observou-se que a maior quantidade dos registros de precipitação oculta estava relacionada à velocidade entre 0,5 m/s e 2,0 m/s. Nesse intervalo também concentram-se os maiores volumes de precipitação oculta coletados. À medida que a velocidade aumenta, o volume coletado diminui. Entretanto, verificam-se algumas exceções.

Ainda que os dados da velocidade do vento foram coletados em locais distintos e em alturas diferentes, observou-se que a relação entre a precipitação oculta e esses dados ocorreram de forma similar aos dados de velocidade do vento registrados ao lado do coletor (EMA). Para os dados da EMA/Cambará, verificou-se que a captura dos baixos volumes de precipitação oculta estava relacionada a qualquer velocidade do vento acima de 0,5m/s. No entanto, houve uma predominância entre 1,0 m/s e 2,0 m/s na captura de água (Figura 65). Nesse intervalo também estão os maiores volumes coletados. Para a velocidade do vento do PNAS, a coleta ocorreu quando a velocidade do vento estava baixa, até mesmo quando a estação meteorológica não registrou vento.

Figura 65: Dispersão dos valores horários de precipitação oculta em relação aos dados de velocidade do vento (m/s) e direção do vento (°) da estação meteorológica de Cambará do Sul.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Estação Meteorológica de Cambará do Sul, INMET (2020).
Elaboração: Autora.

A velocidade do vento é, sim, importante para a coleta de água no modelo de coletor utilizado (SCHEMENAUER; CERECEDA, 1994; FRUMAU et al., 2006; MONTECINOS; CERECEDA; RIVERA, 2018). No entanto, os registros de precipitação oculta relacionados à baixa velocidade do vento podem ter ocorrido quando a duração dos eventos de nevoeiros foi mais longos e juntamente com a elevada umidade propiciou a deposição do nevoeiro sobre o coletor, sem mesmo registro de ventos. Por outro lado, a precipitação oculta também pode ocorrer de forma não simultânea à ocorrência de vento, bem como apontaram Montecinos, Cereceda e Rivera (2018). Assim, o atraso do acúmulo do nevoeiro no pluviômetro em relação ao registro do vento pode ser um fator relevante.

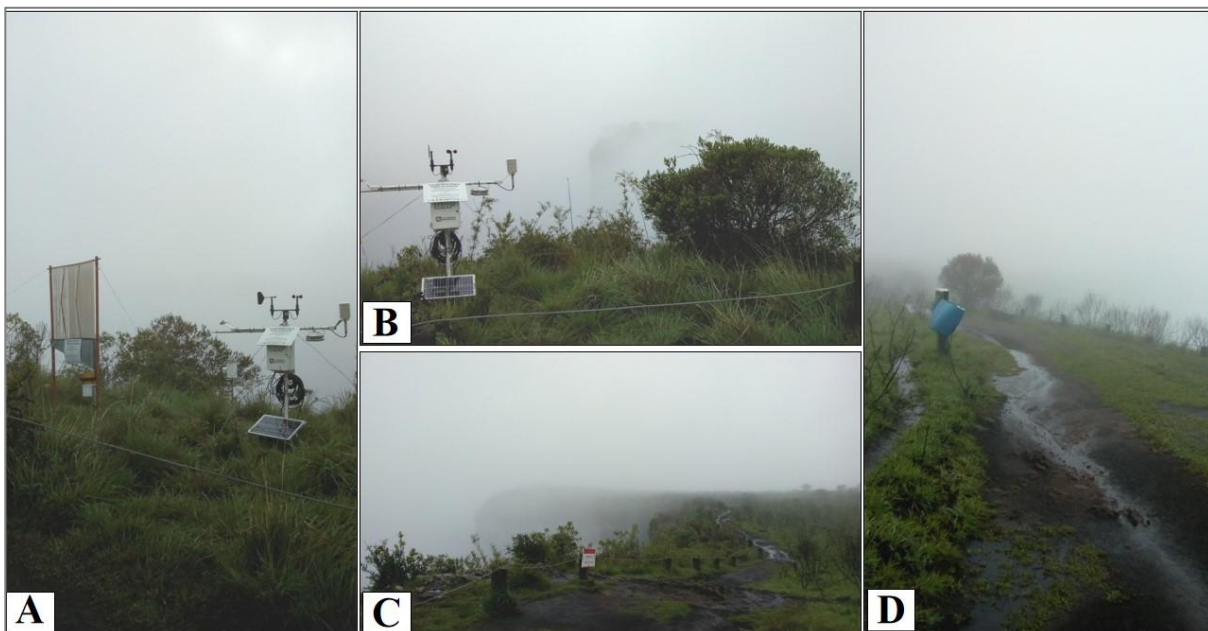
Além do mais, em alguns eventos precederam e ou foram precedidos de precipitação pluvial, conforme registros no pluviógrafo. Essa combinação entre garoa e nevoeiro, que é difícil de separar (RITTER et al., 2008 e MAGER et al., 2016), igualmente pode contribuir no aumento da quantidade de água coletada. Essa dificuldade também foi mencionada por Montecinos et al. (2018). Os autores apontam complexidade em distinguir os eventos de nevoeiro e a chuva fraca (garoa), quando ocorreram simultaneamente não é possível distinguir a relação entre as duas fontes de água utilizando apenas os dois pluviômetros. Assim, entende-se que essa garoa associada aos eventos de nevoeiros pode também corroborar para a captura da precipitação oculta, fazendo com que os dados estejam superestimados.

Do total de 470 registros horários de precipitação oculta, 54% ocorreram sem vento. Esses registros sem a presença de vento ocorreram em todas as classes de duração de precipitação

oculta, porém foram predominantes nos eventos com 1 hora de duração. Esses eventos de uma hora podem ocorrer nas condições expostas anteriormente.

Durante o trabalho de campo de janeiro de 2018 (Figura 66) verificou-se a presença de nevoeiro com pouco ou quase nenhum vento. Nesse trabalho de campo, foram registrados precipitação oculta das 08h00min até as 09h00min, antes da coleta das informações do trabalho de campo. No mesmo período, a velocidade do vento, para a estação meteorológica foi de 0,0 m/s às 08h00min e 0,5 m/s às 09h00min e mesmo assim ocorreu a deposição de água do nevoeiro no coletor.

Figura 66: Ocorrência de nevoeiro durante o trabalho de campo realizado no dia 16 de janeiro de 2018.



Fonte: Trabalho de Campo, 2018.
Elaboração: Autora.

A direção da velocidade do vento também se torna um importante variável para a coleta de precipitação oculta. Nesse caso, os registros são apenas da estação meteorológica de Cambará (INMET), devido aos problemas no sensor durante os trabalhos de campo. Conforme a Figura 65, praticamente todas as direções de vento tiveram coleta de precipitação oculta. Apesar disso, algumas direções registraram as maiores ocorrências, como a direção norte e nordeste, entre 0° e 50°, aproximadamente. As direções leste e sudeste também apresentaram registros de precipitação oculta com elevado número de ocorrências. E ainda na direção sudeste

ocorreu o registro de um dos maiores acúmulos horários de precipitação oculta com 33,9mm/h.

Um dos registros com maior volume precipitado totalizou 34,0 mm/h e obteve o domínio da direção oeste (259°). Nesse dia (10/08) também registrou a maior velocidade do vento, com 8,0 m/s. A ocorrência de garoa junto com a ocorrência de precipitação oculta pode ser um fator que corrobora para o elevado volume de precipitação oculta e a direção do vento. Os maiores volumes coletados por Hiatt, Fernandez e Potter (2012) e Montecinos, Cereceda e Rivera (2018) também foram com a velocidade de 8 m/s ou próximo, mas tiveram menores coletas de água, sendo de 2,0 l/m²/hora e 4,0 l/m²/h, respectivamente.

Em um estudo de campo, Cereceda et al. (2002) puderam acompanhar a ocorrência de nevoeiro e o registro de precipitação oculta na região de Tarapacá, no Chile. Além disso, eles observaram a variação na direção do vento na ocorrência dos eventos de precipitação oculta. Assim, os autores identificaram que a direção do vento era do quadrante sudoeste no interior do continente e de sul na costa nos eventos de precipitação oculta.

Ainda na Costa Chilena, porém no estudo de Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), na região de Coquimbo, a direção do vento predominante foi de sudoeste e nordeste na coleta da água dos nevoeiros. No estudo de Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), a coleta de água dos nevoeiros ocorreu tanto para ventos de orientação sudoeste e quanto para nordeste.

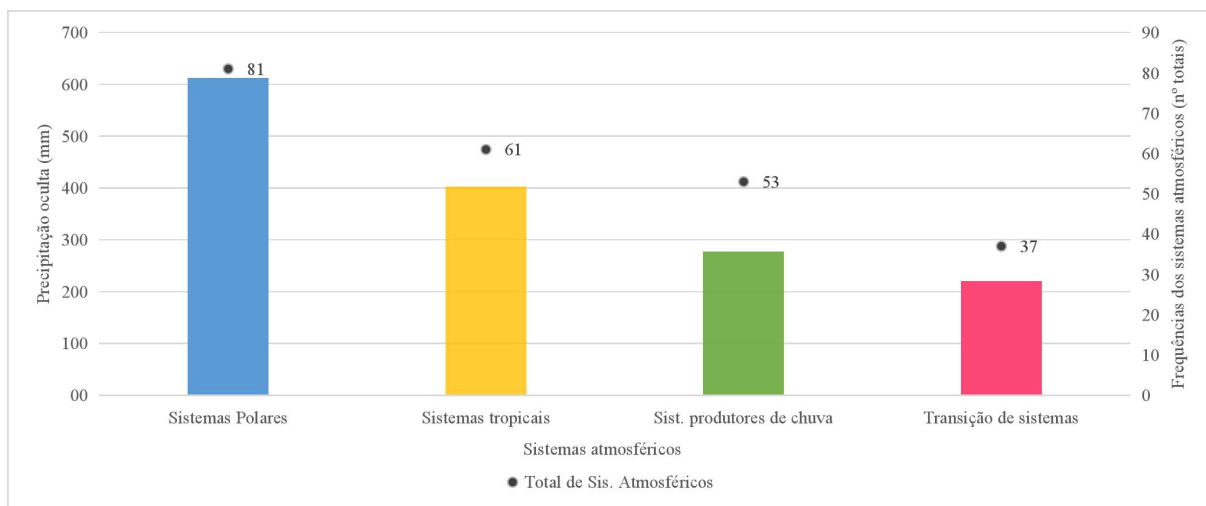
De acordo com resultados apresentados, os registros horários de precipitação oculta pouco se relacionam com os atributos climáticos. No entanto, para a coleta de água dos nevoeiros a temperatura do ar tende a estar bem próxima da temperatura do ponto de orvalho, um pré-requisito para a ocorrência desses nevoeiros. Desse modo, os valores de umidade absoluta do ar e umidade relativa do ar normalmente estavam elevados nesses registros, sinalizando a presença de nevoeiro e favorecendo a deposição no coletor. Para a velocidade do vento, observou-se que há um padrão do maior número de registros de precipitação oculta estarem associados a velocidade do vento de 2,0m/s. Os dados de direção do vento apresentaram uma predisposição na quantidade de registros aumentarem nas direções nordeste e leste.

Apesar dessa pouca correlação entre os atributos climáticos e os registros de precipitação oculta, os dados apresentaram esses padrões em relação a alguns atributos, que ocorrem simultaneamente e podem favorecer os registros. Por outro lado, os resultados não explicados pelos atributos climáticos podem estar associados à dinâmica atmosférica regional atuantes na área de estudo. Assim, como a área de estudo está próximo do litoral, as massas de ar de origem oceânica tendem a dominar na maior parte do ano favorecendo a ocorrência de nevoeiro na região (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1979; SARTORI, 2003; 2016).

6.3.2.4 Participação dos sistemas atmosféricos na gênese da precipitação oculta

Como os atributos climáticos pouco explicam a ocorrência de precipitação oculta, buscou-se entender os registros de precipitação oculta mediante a atuação dos sistemas atmosféricos que dominavam enquanto elas ocorriam. Para o período de análise, que foi de novembro de 2017 até dezembro de 2018, os sistemas polares dominaram na atuação dos nevoeiros e corresponderam a 35% dos dias de precipitação oculta (Figura 67).

Figura 67: Distribuição da frequência total da participação dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta e o volume total precipitado por esses tipos de sistemas.



Fonte: Trabalho de campo (2017, 2018), Marinha do Brasil (2021) CPETC/INPE (2021).
Elaboração: Autora.

Assim, sozinhas às mPa e a mPat provocaram 612 mm de precipitação oculta para todos os meses analisados. Esses resultados confirmam o enfatizado por Sartori (2003; 2016) e Wollmann e Galvani (2012), que os sistemas extratropicais predominam na circulação atmosférica do Rio Grande do Sul. Neste caso, eles também prevalecem na ocorrência de nevoeiro e precipitação oculta.

Para Sartori (2003; 2016), os tipos de tempos associados aos sistemas polares (Anticiclone Polar) são os que mais propiciam a formação de nevoeiros, principalmente quando sua trajetória for mais oceânica (primavera e verão). Quando ocorreu a sucessão da massa polar atlântica pela massa polar em tropicalização (mPat), a atuação mais marítima desta última,

devido ao resfriamento basal, pode gerar nevoeiros em consequência da umidade e do resfriamento noturno. Assim, esses nevoeiros são geralmente de radiação-advectão e ocorrem de manhã e se dissipam à tarde (MONTEIRO, 1968). Isso fundamenta a ocorrência dos nevoeiros predominantemente no período da manhã e à noite para a área de estudo.

Os sistemas tropicais representados pela Massa Tropical Atlântica (mTa) e Massa Tropical Continental (mTc) atuaram em 26% dos dias com registro de precipitação oculta. Esses dois sistemas geraram 403 mm de precipitação oculta para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Por último, os sistemas produtores de chuva que predominaram em 23% dos dias e juntos provocaram 277 mm de precipitação pluvial. Na área de estudo, os sistemas produtores de chuvas são principalmente as frentes frias, frente estacionária, frente oclusa, ciclone frontal, depressão frontal e frente quente.

Desse modo, verificou-se que 23% das ocorrências de precipitação oculta estavam relacionadas com os principais sistemas responsáveis pela chuva no estado do Rio Grande do Sul (SARTORI, 2003; 2016; NERY, 2005; NERY; CARFAN, 2013; REBOITA et al., 2010; CERA; FERRAZ, 2015). Assim, os nevoeiros frontais não contribuíram expressivamente para a precipitação oculta na área de estudo em comparação aos demais sistemas. Esses resultados não foram os mesmos dos identificados por Mager et al. (2016). Os autores encontraram que a precipitação oculta, associada aos sistemas frontais, tiveram a maior contribuição no total de precipitação oculta.

Fedorava, Levit e Fedorav (2008) estudaram a origem da formação dos nevoeiros na costa norte e sul do Brasil. Os autores identificaram que os sistemas frontais também influenciam na formação dos nevoeiros, no entanto, não são os sistemas mais responsáveis pela formação. Assim, o estudo supracitado e os resultados desta pesquisa demonstram que os sistemas frontais não são os principais sistemas que influenciam na precipitação oculta.

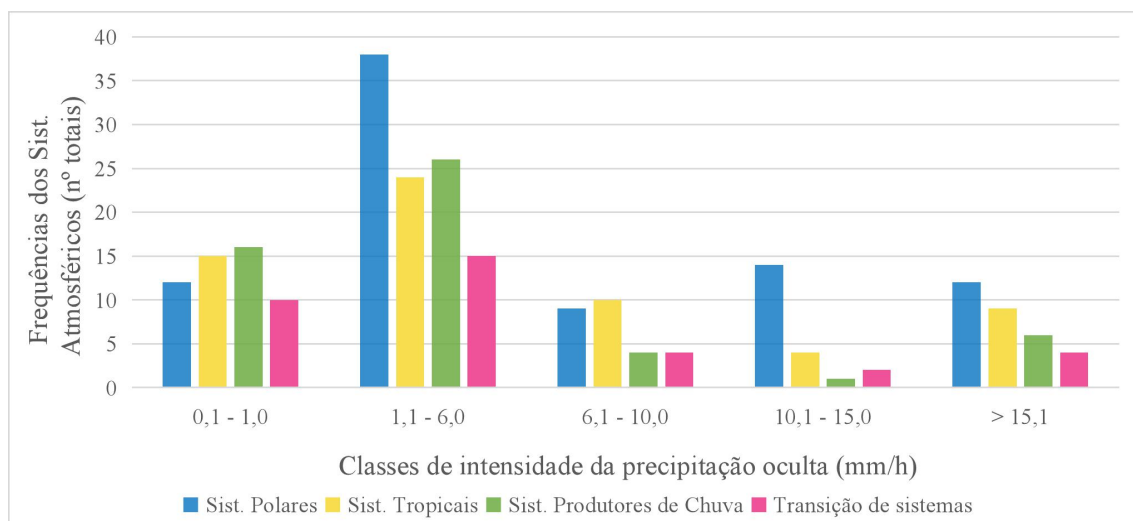
Entretanto, deve-se ressaltar que nos dias com a atuação dos sistemas produtores de chuva, não necessariamente ocorreu apenas a captura de nevoeiros, visto que em alguns eventos precederam e foram precedidos de precipitação pluvial, conforme registros no pluviógrafo. Como relatado anteriormente, a separação dos eventos de nevoeiro e garoa é complexa (Ritter et al., 2008 e Mager et al., 2016), devido ao método utilizado para selecionar os eventos de precipitação oculta. Além disso, não se usou nenhuma cobertura no coletor de nevoeiro que pudesse impedir a contaminação com essa garoa ou água da chuva (FISCHER; STILL, 2007; ARCOVA, 2013; MOLINA; PÉREZ, 2017; SIZIRICI, 2019). Diante disso, entende-se que os dados de precipitação oculta podem estar superestimados.

Além dos sistemas frontais, o estudo de Fedorava, Levit e Fedorav (op. cit.) apontou a maior influência dos sistemas de baixa pressão na formação de nevoeiro, posteriormente vem a atuação dos sistemas de alta pressão. No entanto, nesta pesquisa as baixas pressões, que correspondem principalmente à atuação da mTc, registrou a menor atuação em relação aos sistemas de alta pressão (mPa, mPat e mTa). A mTc atuou em 20% dos dias de precipitação oculta, destes 15% é somente a atuação dela e os outros 5% corresponderam à atuação dela associada aos sistemas polares e produtores de chuva.

Com o estudo de Fedorava, Levit e Fedorav (2008) foi possível compreender a dinâmica dos nevoeiros no Rio Grande do Sul e associá-los à ocorrência de precipitação oculta na área de estudo. Evidentemente, os nevoeiros podem se formar sem o registro de precipitação oculta, mas por meio do estudo dos referidos autores pode-se ter um direcionamento dos sistemas atmosféricos atuantes na incidência de precipitação oculta.

A intensidade da precipitação oculta perante a atuação dos sistemas atmosféricos também foi analisada pela pesquisa. De maneira geral, os sistemas polares dominaram a participação da frequência por intervalos de intensidade. Esses sistemas tiveram a maior presença no intervalo de 1,1 mm/h até 6,0 mm/h, que correspondem a 38 eventos de precipitação oculta (Figura 68).

Figura 68: Frequência e atuação dos sistemas atmosféricos frente às classes de intensidade de precipitação oculta.



Fonte: Trabalho de campo (2017e 2018), Marinha do Brasil (2021) CPETC/INPE (2021).
Elaboração: Autora.

A primeira classe de intensidade da precipitação oculta, 0,1 até 1,1 mm/h, foi a que registrou a maior homogeneidade na frequência dos sistemas atmosféricos atuantes. Os sistemas produtores de chuva, por sua vez, foram os que atuaram em mais dias, com 16 ocorrências. Os sistemas tropicais exerceram a sua influência em 15 dias de precipitação oculta. Os dias de atuação dos sistemas polares e transição de sistemas tiveram as menores atuações nesse intervalo de classe, sendo de 12 e 10 dias, respectivamente.

A partir da taxa de 6,1 mm/h, os registros de precipitação oculta por classe de intensidade começaram a diminuir e conseqüentemente a relação dos sistemas atmosféricos. Os sistemas polares continuaram dominando em relação aos demais sistemas na maioria das classes. Entretanto, para o intervalo de 6,1 até 10,0 mm/h, os sistemas tropicais atuaram em 10 dias. Os sistemas polares atuaram em 9 dias, sendo menor que na classe anterior, por fim, os sistemas produtores de chuva e a transição de sistemas que atuaram em 4 dias cada um.

Nos intervalos de intensidade de 10,1 mm/h até 15,0 e acima de 15,1 mm/h, os sistemas polares voltaram a ser dominantes na ocorrência de precipitação oculta. Os menores registros de precipitação oculta ocorreram entre 10,1 mm/h e 15,0 mm/h, o que ocasionou também na menor participação dos sistemas atmosféricos, chegando a menos de 5 dias a atuação dos sistemas tropicais, produtores de chuva e transição entre sistemas.

Por último, no intervalo de intensidade com mais de 15,1 mm/h. Nesse intervalo observou-se a diminuição gradual da atuação dos tipos de sistemas atmosféricos. Como já relatado, para esse intervalo, os sistemas polares predominaram (12), seguida dos sistemas tropicais (9) e dos sistemas produtores de chuva (6). A transição entre sistemas foi o que registrou o menor domínio, com apenas 4 dias de atuação.

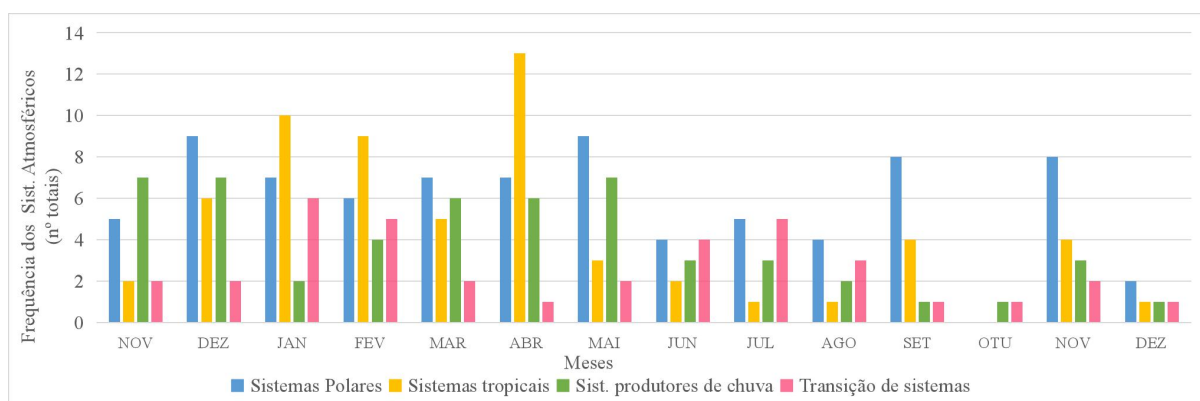
Dessa forma, em praticamente todos os intervalos de intensidade de precipitação oculta predominaram os sistemas polares, o que corrobora como sendo os mais atuantes nos dias de precipitação oculta. Os sistemas produtores de chuvas ganharam destaques nos dois primeiros intervalos de intensidade. Os sistemas tropicais tiveram relevância nos intervalos de maiores intensidades de precipitação oculta.

Os sistemas tropicais também se destacaram na distribuição mensal dos sistemas atmosféricos. Esses sistemas dominaram nos meses de janeiro, fevereiro e abril nos dias de ocorrência de precipitação oculta. Esse aumento da participação decorre, pois as massas tropicais, em especial a mTa, aumentam sua participação do verão (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1979, SARTORI, 2003; 2016). Assim, a dinâmica da massa de ar propicia a ocorrência de nebulosidade que pode gerar precipitação oculta. Dessa forma, quando a mTa se estabiliza, em função da subsidência superior do anticiclone, a condição do tempo condiz com

o aumento da temperatura do ar e a tendência é a ocorrência de nebulosidade (nevoeiros) no início da manhã como resultado do resfriamento noturno (MONTEIRO, 1968).

Nos demais meses do ano, os sistemas polares tiveram a maior frequência nos meses de dezembro (2017), março, maio, setembro e novembro (2018). Esses meses correspondem ao outono e primavera (Figura 69). Sartori (2003; 2016) coloca que a mPa começa a aumentar a sua participação no período de outono (março e maio), em relação aos meses anteriores. Para os meses de primavera (setembro e novembro), Sartori (op. cit.) enfatiza que ocorre o domínio da mPat em substituição da mPa. Assim, tanto a mPa quanto a mPat provocam nevoeiros que favorecem a ocorrência de precipitação oculta.

Figura 69: Participação mensal dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta.



Fonte: Trabalho0 de campo (2017 e 2018), Marinha do Brasil (2021) CPETC/INPE (2021).

Elaboração: Autora.

No período de inverno (junho, julho e agosto) ocorreu uma diminuição considerável dos registros de precipitação oculta. Essa diminuição pode estar associada ao deslocamento do centro de ação, como relataram Fedorava, Levit e Fedorav (2008). Na pesquisa dos referidos autores, para a cidade de Pelotas (RS), a ocorrência de nevoeiro diminuiu quando o centro do anticiclone estava sobre a cidade. Esses autores concluíram que quanto mais próximo do centro do anticiclone ocorre a tendência na diminuição da incidência de nevoeiro. Nesse sentido, durante o inverno a trajetória do APA é, geralmente, mais continental (SARTORI, 2003; 2016). Assim, os estudos de Fedorava, Levit e Fedorav (op. cit) e Sartori (op. cit.) validam os resultados encontrados na BHRB.

Ainda no período de inverno, verificou-se a diminuição da atuação dos sistemas tropicais, assim como os sistemas produtores de chuva. No entanto, apesar de diminuírem a sua

participação em relação aos demais períodos, os sistemas polares e a transição de sistemas tiveram a maior ocorrência nos dias de precipitação oculta.

Após identificar a atuação mensal da participação dos grupos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta, foi necessário diferenciá-los conforme os sistemas atuantes, não apenas em grupo. Nessa análise pode-se verificar que a distribuição mensal dos sistemas foi mais diversificada. Entre os sistemas produtores de chuva, as frentes frias dominaram em praticamente todos os meses, com exceção nos meses de outubro e novembro. As frentes frias correspondem sozinhas 13% da ocorrência da precipitação oculta, totalizando 29 dias (Quadro 8).

Quadro 8: Distribuição mensal da frequência dos sistemas atmosféricos para os dias com registro de precipitação oculta.

| Anos | 2017 | | 2018 | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | NOV | DEZ | JAN | FEV | MAR | ABR | MAI | JUN | JUL | AGO | SET | OUT | NOV | DEZ |
| Sistemas produtores de chuva | | | | | | | | | | | | | | |
| CLICLONE FRONTAL | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CICLONE SUBTROPICAL | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| PRETE FRIA (FF) | 5 | 2 | 1 | 3 | 4 | 1 | 5 | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 3 | 0 |
| FR. ESTACIONÁRIA | 0 | 4 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| FR. FRONTÓLISE | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| FR. FRONTOGÊNESES | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| FR. OCLUSA | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Sistemas Polares | | | | | | | | | | | | | | |
| MPA | 4 | 5 | 2 | 4 | 3 | 4 | 6 | 2 | 4 | 0 | 4 | 0 | 3 | 0 |
| MPAT | 1 | 4 | 5 | 1 | 4 | 3 | 3 | 1 | 1 | 4 | 4 | 0 | 5 | 2 |
| MPA/MPAT | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sistemas Tropicais | | | | | | | | | | | | | | |
| MTA | 1 | 2 | 3 | 3 | 1 | 11 | 3 | 2 | 1 | 1 | 4 | 0 | 2 | 0 |
| MTC | 1 | 4 | 7 | 5 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 |
| MTC/MTA | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Transição de Sistemas | | | | | | | | | | | | | | |
| SISTEMAS PROD. DE CHUVA - POLAR | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| SISTEMAS PROD. DE CHUVA - TROPICAL | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| POLAR - TROPICAL | 1 | 0 | 1 | 3 | 1 | 0 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| POLAR - SISTEMAS PROD. DE CHUVA | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| TROPICAL - SISTEMAS PROD. DE CHUVA | 0 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| TROPICAL- POLAR | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018), Marinha do Brasil (2021) CPETC/INPE (2021).

Elaboração: Autora.

Ainda em relação aos sistemas produtores de chuva, as frentes estacionárias atuam em 9 dias que correspondem a 4%. Os sistemas produtores de chuva, o ciclone subtropical, frente em frontogêneses e frente oclusa atuaram em 4 dias cada um. Em relação aos demais sistemas, o ciclone frontal atuou em dois dias e a frente em frontólise atuou em apenas um dia.

É importante ressaltar que na atuação dos sistemas supracitados podem ter ocorridos eventos de garoa ou chuva fraca juntamente com o nevoeiro, onde apenas o coletor capturou e o pluviômetro convencional não. Essa distinção não pode ser realizada devido a técnica de separação dos eventos. Montecinos, Cereceda e Rivera (2018), que utilizaram a mesma técnica, ressaltam que quando o nevoeiro e a chuva fraca (garoa) ocorrerem simultaneamente não é possível distinguir a relação entre as duas fontes de água utilizando apenas os dois pluviômetros. Assim, quando os eventos de garoa ou garoa e nevoeiro ocorreram e o pluviômetro convencional não identificou como precipitação pluvial foram considerados, para esta pesquisa, como precipitação oculta. Isso ocorre em função da premissa de que essa água da garoa em suspensão é coletada pela vegetação.

Os sistemas polares, que predominam nos registros de precipitação oculta, tiveram a distribuição mensal similar com a atuação das mPa e mPat. A mPa predominou de 1 a 6 vezes no mês, com maior atuação em março. Essa massa de ar registrou a maior atuação dentre todos os sistemas, atuando em 41 dias o que correspondeu a 18% dos dias. A mPat atuou em 38 dias (16%), segunda em maior número de dias de atuação. As duas massas polares atuaram juntas em apenas um dia e no mês de fevereiro.

Em relação aos sistemas tropicais, a massa tropical atlântica (mTa) prevalece na atuação em relação à massa tropical continental (mTc). A mTa atuou em praticamente todos os meses nos registros de precipitação oculta, com exceção dos meses de outubro e dezembro (2018), bem como a mPa. A mTc teve registro predominantemente no período de primavera e verão, porém em menor frequência que a mTa. Janeiro foi o mês em que a mTc mais influenciou na ocorrência de precipitação oculta.

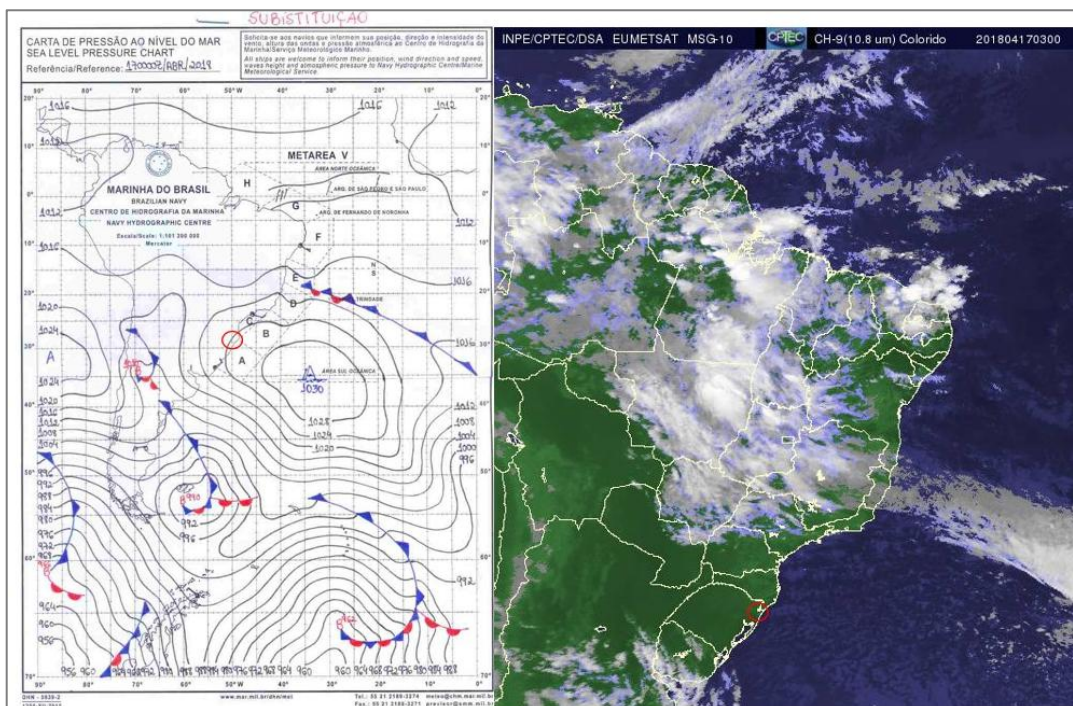
Os dias com atuação dos sistemas de transição foram os que menos atuaram e variaram em relação aos meses do ano, geralmente com uma ou duas ocorrências por mês. Os sistemas produtores de chuva e polares mais atuaram juntos, ocorrendo em 10 dias, sobretudo nos meses de inverno. Os sistemas polares e tropicais atuaram juntos em 11 dias, predominando nos meses de novembro (2017) a julho. Os sistemas tropicais juntamente com os produtores de chuva atuaram em 9 dias, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro (2 dias) e nos meses de outono/inverno, com apenas 1 dia por mês de maio a agosto.

6.3.2.5 Análise sinótica nos dias representativos da atuação dos sistemas atmosféricos na ocorrência de precipitação oculta.

A ocorrência de precipitação oculta foi registrada em determinados padrões sinóticos com a atuação de alguns sistemas específicos, como do anticiclone polar atlântico, anticiclone tropical, baixa pressão do Chaco e frente fria. Diante disso, selecionou-se um dia representativo da atuação de cada sistema para analisar e descrever as características e condições atmosféricas.

O dia 17 de abril de 2018 (Figura 70) registrou a atuação da massa polar atlântica (mPa) após a passagem de um sistema frontal. Conforme o Boletim Técnico (CPTEC/INPE, 2021), nesse dia ocorreu o predomínio do vento de sul em decorrência do deslocamento do anticiclone polar (APA) provenientes da região polar. Sartori (2003; 2016) menciona que quando se tem a atuação do APA com o centro sobre o oceano o tipo de tempo considerado é o Anticiclônico Polar Marítimo.

Figura 70: Circulação atmosférica regional sob Massa Polar Atlântica dia 17 de maio de 2018.



Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

Esse tipo de tempo tem as condições favoráveis para a ocorrência de nevoeiro até mesmo a geada dependendo da temperatura da massa e da época do ano. De acordo com a autora, nesse tipo de tempo, como o centro do anticiclone mais próximo do oceano, os ventos predominantes são do quadrante leste (E), sul (S) e sudeste (SE) e são considerados leves a fracos. Além disso, a temperatura do ar diminui e a umidade relativa se mantém em média próximo dos 70%.

A Figura 70 apresenta a atuação da mPa com o centro do anticiclone sobre o oceano. Esta localização do centro do anticiclone confirma o apontado por Fedorava, Levit e Fedorav (2008), que os nevoeiros ocorrem quando o local está a noroeste e oeste do centro do anticiclone. Neste dia, sob domínio da mPa, registou 5,0 mm de precipitação oculta e concentrou-se das 01h00min até as 06h00min, sendo um evento de 6 horas de duração. A temperatura do ar foi baixa com a atuação da massa de ar, em conformidade com o apontado por Sartori (2003; 2016). A temperatura do ponto de orvalho registrada foi muito próxima da temperatura do ar, comprovada pelos desvios de 0,2°C entre elas (Tabela 15). A umidade relativa do ar também se manteve elevada em decorrência do período noturno e pela presença dos nevoeiros. Da mesma forma, a ocorrência de precipitação oculta condiciona o aumento da umidade do ar onde eles ocorrem (MAGER et al., 2016).

Tabela 15: Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Polar Atlântica.

| Dia | Mês | Ano | Horas | Prec. Oculta (mm) | Vel. méd. do vento (m/s) | Temp média (°C) | UR média (%) | TPO (°C) | Depressão P.Orv (°C) |
|-----|-----|------|---------|-------------------|--------------------------|-----------------|--------------|----------|----------------------|
| 17 | 5 | 2018 | 1:00:00 | 0,4 | 4,00 | 2,1 | 98,6 | 1,9 | 0,2 |
| 17 | 5 | 2018 | 2:00:00 | 2,2 | 4,62 | 2,0 | 98,7 | 1,9 | 0,2 |
| 17 | 5 | 2018 | 3:00:00 | 1,2 | 4,11 | 1,7 | 98,8 | 1,5 | 0,2 |
| 17 | 5 | 2018 | 4:00:00 | 0,9 | 4,25 | 0,8 | 98,9 | 0,7 | 0,2 |
| 17 | 5 | 2018 | 5:00:00 | 0,2 | 4,49 | 1,0 | 98,9 | 0,9 | 0,2 |
| 17 | 5 | 2018 | 6:00:00 | 0,1 | 4,47 | 1,1 | 98,9 | 0,9 | 0,2 |

Fonte: Trabalho de campo (2018).

Elaboração: Autora.

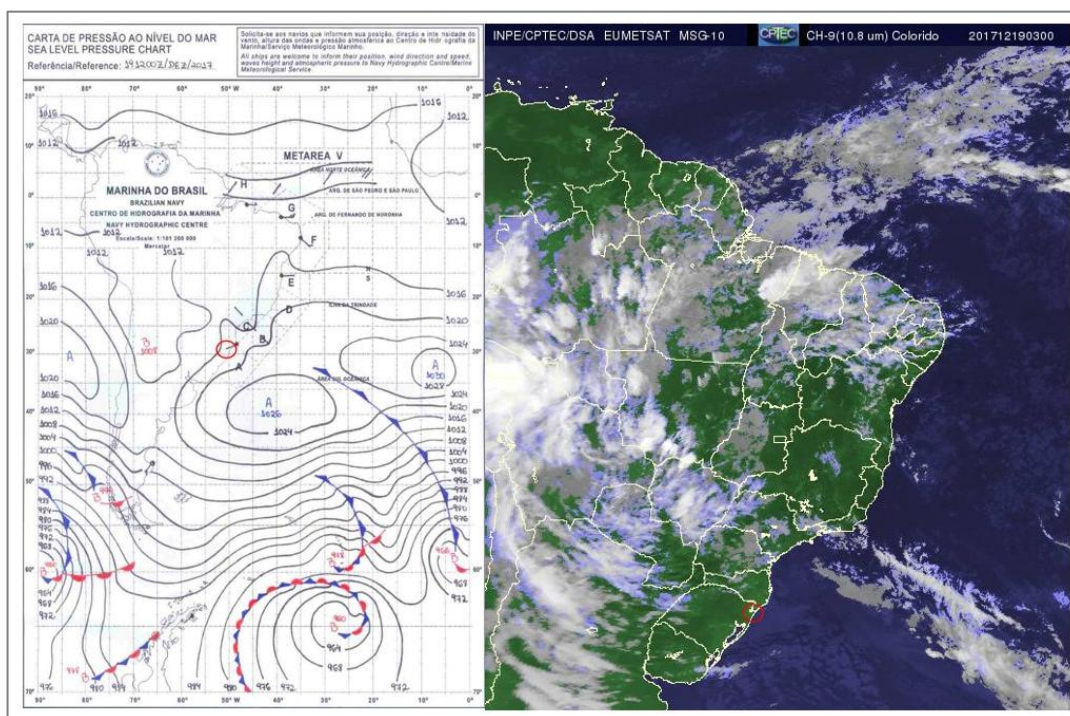
A velocidade do vento também foi um fator que corroborou para o registro de precipitação oculta. Assim, diferentemente da média da velocidade do vento registrada por todos os registros de precipitação oculta, para este evento em específico a média foi de 4,3 m/s. Essa velocidade do vento está de acordo com a literatura que aponta que os maiores volumes de precipitação oculta estão associados às maiores velocidades dos ventos (MOLINA;

ESCOBAR, 2008; HIATT et al., 2012; RITTER; REGALADO; GUERRA,2015; MONTECINOS; CERECEDA; RIVERA, 2018).

O dia 19 de dezembro de 2017 registrou a atuação da massa polar atlântica em processo de tropicalização (mPat). Essa massa atua quando o Anticiclone Polar Atlântico está adquirindo as características tropicais (SARTORI, 2003; 2016). De acordo com Sartori (2003;2016), no período de verão, a mPat tem participação em 45% dos dias, sendo sua maior participação nessa estação em relação às outras estações.

Com o centro do anticiclone sobre o oceano, os ventos predominantes foram do quadrante nordeste e leste, reforçando o estabelecido por Fedorava, Levit e Fedorav (2008), em relação a formação de nevoeiros e a atuação dos centros de alta pressão. Os ventos nessas direções também auxiliam na deposição da água dos nevoeiros, em função deles estarem perpendiculares ao coletor instalado (Figura 71).

Figura 71: Circulação atmosférica regional sob Massa Polar Atlântica em tropicalização dia 19 de dezembro de 2017.



Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

No dia 19 de dezembro de 2017, a precipitação oculta registrada ocorreu no período de resfriamento do ar, com início às 02h00min e término às 07h00min. O evento também se

estabeleceu em seis horas de duração, porém com coleta de água inferior à atuação da mPa, totalizando 4,0 mm. A temperatura média no horário de ocorrência dos nevoeiros foi mais elevada do que na análise anterior. No entanto, a temperatura do ponto de orvalho foi similar a temperatura do ar, com o desvio próximo dos 0,3°C. Dessa forma, deixando as condições necessárias para a condensação do ar.

A atuação da mPat, conforme Sartori (2003; 2016), gera o tempo Anticiclônico Polar em Tropicalização. Esse tipo de tempo tem a característica de aumentar a temperatura mínima e máxima em relação aos dias anteriores. Os ventos são fracos e calmos no sentido leste (E) e nordeste (NE) e isso favorece a formação de orvalho. Diferentemente do relatado em outras pesquisas sobre a precipitação oculta, esse evento não registrou vento no local da coleta. A Tabela 16 apresenta os eventos horários de precipitação oculta no dia 19 de dezembro de 2017.

Tabela 16: Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Polar Atlântica em processo de tropicalização.

| Dia | Mês | Ano | Horas | Prec. Oculta (mm) | Vel. méd. do vento (m/s) | Temp média (°C) | UR média (%) | TPO (°C) | Depressão P.Orv (°C) |
|-----|-----|------|---------|----------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------|-------------|-------------------------|
| 19 | 12 | 2017 | 2:00:00 | 1,2 | 0,00 | 13,2 | 98,3 | 12,9 | 0,3 |
| 19 | 12 | 2017 | 3:00:00 | 0,5 | 0,00 | 13,4 | 98,4 | 13,1 | 0,3 |
| 19 | 12 | 2017 | 4:00:00 | 0,3 | 0,00 | 13,6 | 98,4 | 13,3 | 0,2 |
| 19 | 12 | 2017 | 5:00:00 | 0,7 | 0,00 | 13,8 | 98,3 | 13,6 | 0,3 |
| 19 | 12 | 2017 | 6:00:00 | 0,5 | 0,00 | 14,1 | 98,4 | 13,9 | 0,3 |
| 19 | 12 | 2017 | 7:00:00 | 0,5 | 0,00 | 14,7 | 98,4 | 14,5 | 0,2 |

Fonte: Trabalho de campo (2018).

Elaboração: Autora.

Uma possível explicação, é o deslocamento do ar ser vertical, que sobe do interior do cânion e carrega a umidade para a borda do cânion. Assim, essa umidade concentra-se na borda dos paredões onde estava o coletor de nevoeiro. Além disso, também deve-se levar em consideração que a coleta da água do nevoeiro não necessariamente ocorreu simultaneamente à incidência do nevoeiro. Além do mais, o tempo de permanência do nevoeiro pode influenciar nessa coleta, que foi de baixa intensidade com 0,6 mm/hora em média (SCHEMENAUER; CERECEDA, 1994, HOLWERDA; BRUIJNZEEL; SCATENA, 2010 E ARCOVA, 2013).

Um exemplo dessa situação ocorreu durante o sexto trabalho de campo no dia 15 de setembro de 2018. Na ocasião observou-se a presença de nevoeiro denso com o deslocamento do interior do cânion para o topo. Esse deslocamento do ar ocorreu em função do vento fluir

do vale para cima durante o dia, o que é caracterizado como brisa de vale (WHITEMAN, 2000).

O dia estava sob domínio da massa tropical atlântica após a fusão com massa polar em tropicalização. A precipitação oculta foi registrada em alguns períodos do dia. No total, o dia registrou 11 horas de precipitação oculta, sendo as coletas mais significativas nas primeiras horas do dia (00h00min até as 06h00min) e no final da tarde e início da noite (18h00min até as 21h00min). No dia do trabalho de campo, o pluviômetro que estava instalado ao lado do coletor de nevoeiro, para a coleta da chuva, registrou precipitação pluvial entre as 07h00min até as 11h00min e totalizou 4,25 mm. Após cessar a chuva o coletor registrou novamente a precipitação oculta às 16h00, sendo de 0,1 mm.

Às 18h00min o coletor voltou a registrar a água coletada do nevoeiro. No horário do trabalho de campo próximo do meio-dia, o nevoeiro já estava se dissipando, após ter ocorrido na madrugada e ter gerado a precipitação oculta. Além disso, é importante ressaltar que devido a muita nebulosidade pode ter ocorrido a condição já destacada anteriormente, que é a formação de nevoeiro juntamente com o processo de garoa, o que pode ter ocasionado a coleta de precipitação oculta (Figura 72).

Figura 72: Ocorrência de nevoeiro do dia 15 de setembro de 2018.

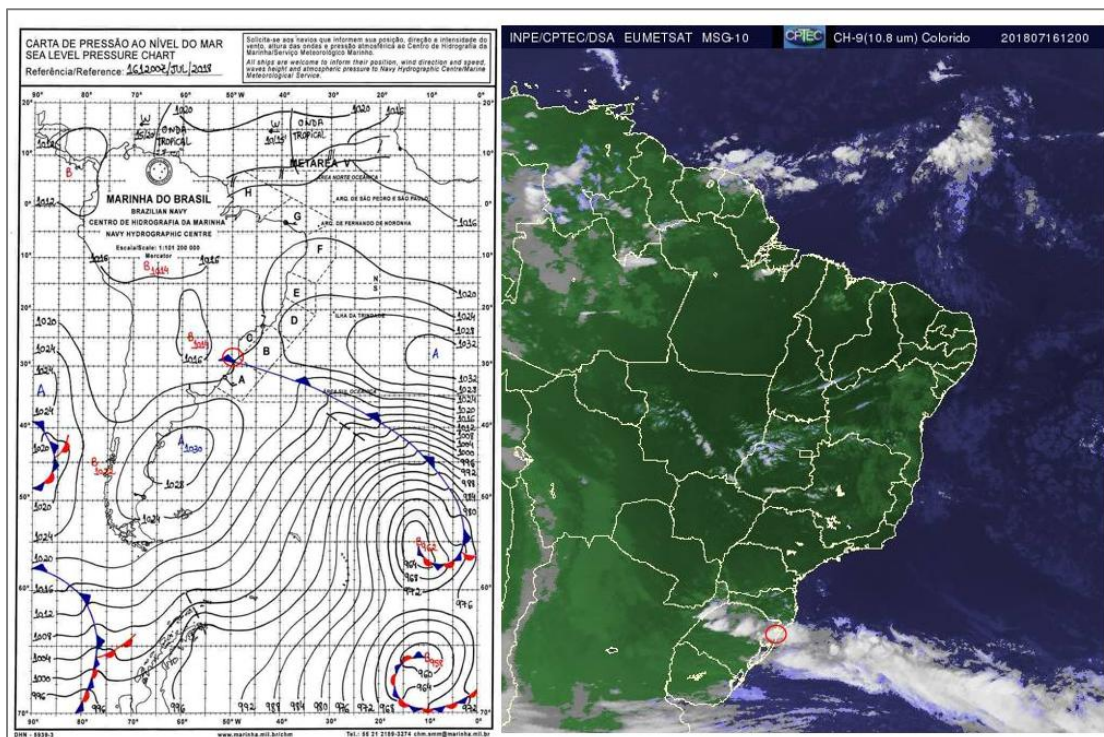


Fonte: Trabalho de campo 2018.
Elaboração: Autora.

No dia 19 de dezembro de 2018 estava atuando a massa polar em tropicalização. Assim o nevoeiro pode ter ocorrido pela própria dinâmica da massa de ar. Diante disso, Nimer (1989) reconhece que o processo de resfriamento basal da massa marítima sobre o continente já resfriado pode levar a ocorrência de nevoeiro de radiação-advecção que é resultante da umidade e fomentado, especialmente, resfriamento noturno. Esses nevoeiros são mais frequentes pela manhã e são dissipados à tarde (NIMER, 1989) e estão associados a ventos leves e fracos (SERRA, 1978; CERECEDA et al., 2002; BALADÓN, 2003).

A atuação da frente fria com registro de precipitação oculta ocorreu no dia 16 de julho de 2018, que nos dias posteriores se manteria em situação estacionária (BOLETIM TÉCNICO, 2021). Esse tipo de condição sinótica ocorreu em 23% dos casos. A Figura 73 apresenta a atuação da frente fria sobre a área de estudo.

Figura 73: Circulação atmosférica regional sob a atuação da Frente Polar Atlântica, dia 16 de julho de 2018.



Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

A associação de nevoeiro e frente fria também foi relatada no estudo de Fedorava, Levit e Fedorav (2008). Os autores identificaram que o nevoeiro pode ocorrer antes ou depois da

passagem da zona frontal, que correspondeu a 22% dos casos estudados pelos autores. Entretanto, na pesquisa de Sartori (2003; 2016) apenas o tipo de tempo pós-frontal está relacionado à ocorrência de nevoeiros.

Um das grandes dificuldades encontradas pelos pesquisadores, que buscam estudar precipitação oculta, é a diferenciação desta da precipitação pluvial (FRUMAU; BRUIJNZEEL; TOBÓN, 2010; ARCOVA, 2013; MAGER et al., 2016). Essa dificuldade é reforçada quando se tem a atuação dos sistemas frontais. Para Mager et al. (2016), o nevoeiro associado ao sistema frontal consiste em uma garoa fina que não é capturada pelo pluviômetro padrão, em função dos tamanhos das gotas. Na pesquisa dos referidos autores, o nevoeiro frontal foi precursor à chuva e contribuiu significativamente para a coleta de precipitação oculta. O volume coletado por esse tipo de nevoeiro foi maior que os demais tipos, correspondendo a 8,3% (181,7 mm) da precipitação total registrada em Otago, Nova Zelândia.

No dia 16 de julho de 2018 (Tabela 17), o sistema frontal estava atuando no Rio Grande do Sul, exatamente sobre a região de estudo (Carta sinótica das 12h00min). Neste dia, a precipitação pluvial começou antes da coleta de precipitação oculta. Como relatado na metodologia, utilizou-se o critério de selecionar os eventos horários de precipitação oculta a partir dos dados de precipitação pluvial. Então, quando o pluviômetro não registrasse chuva, e o coletor registrasse seria considerado precipitação oculta. Utilizou-se essa premissa, pois se entende que se não houvesse o coletor essa garoa/nevoeiro, principalmente relacionado aos sistemas frontais, estaria em suspensão até que encontrar um obstáculo e precipita-se. Assim, entende-se essa definição como sendo a da precipitação oculta. Nesse sentido, Nimer (1989) relata que, geralmente, após a passagem da frente fria ocorre nevoeiro acompanhado de chuva finas e chuvisco. Assim, corrobora com a premissa desta pesquisa.

Tabela 17: Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da frente fria.

| Dia | Mês | Ano | Horas | Prec. Oculta (mm) | Vel. méd. do vento (m/s) | Temp média (°C) | UR média (%) | TPO (°C) | Depressão P.Orv (°C) |
|-----|-----|------|----------|-------------------|--------------------------|-----------------|--------------|----------|----------------------|
| 16 | 7 | 2018 | 18:00:00 | 2,0 | 0,04 | 12,2 | 98,8 | 12,0 | 0,2 |
| 16 | 7 | 2018 | 20:00:00 | 1,8 | 0,08 | 12,2 | 98,9 | 12,0 | 0,2 |
| 16 | 7 | 2018 | 21:00:00 | 1,2 | 0,02 | 12,3 | 99,0 | 12,2 | 0,2 |

Fonte: Trabalho de campo 2018.

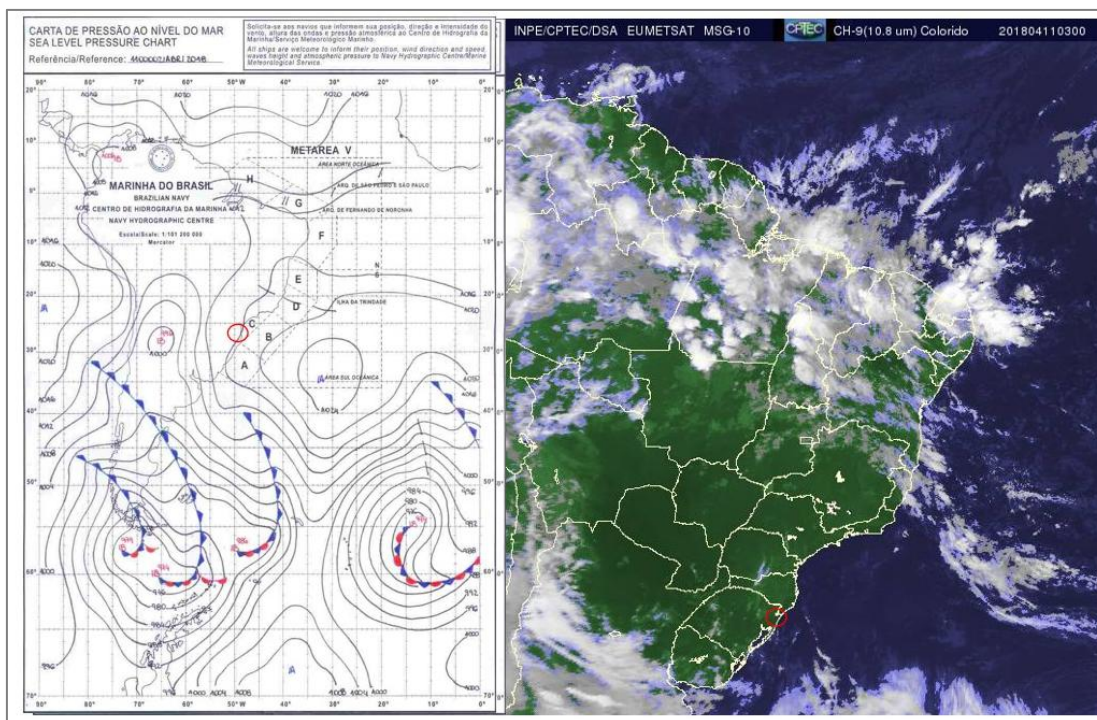
Elaboração: Autora.

Diante dessa definição, no dia 16 de julho de 2018 registrou-se três horas com precipitação oculta, sendo que duas foram consecutivas, totalizando 5,0 mm. A temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho se mantiveram próximas, o que corrobora com a condição de saturação do ar. A umidade relativa do ar também se manteve elevada em torno dos 100% afirmando a concentração de água na atmosfera.

Depois dos sistemas polares (mPa e mPat), a massa tropical atlântica obteve a maior participação no registro de precipitação oculta, atuando em 34 dias. Sartori (2003, 2016) ressalta que a atuação da mTa ocorre depois que o Anticiclone Polar Atlântico (APA) se funde ao Anticiclone Tropical Atlântico (ATA), gerando apenas um único centro de alta pressão. Sartori (op. cit.) e Jorge e Mendonça (2009) ressaltam que a mTa predominam mais nos meses de verão e primavera, mas também atuam no período de outono.

No dia 11 de abril de 2018 estava dominando sobre o RS o ATA, originando a mTa. O centro do anticiclone estava sob o oceano. Conforme Monteiro (1968), quando tem a atuação da mTa por alguns dias, a condição de tempo tem a tendência a estabilizar em função da subsidência superior do anticiclone (Figura 74).

Figura 74: Circulação atmosférica regional sob a atuação da Massa Tropical Atlântica, dia 11 de abril de 2018.



Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

Em condições de tempo estável e com temperatura em elevação pode ocorrer nebulosidade pela manhã como resultado do resfriamento noturno. Assim, na imagem de satélite observa-se a presença de uma nebulosidade à meia noite sob condição da atuação da mTa. Nesse sentido, Sartori (2003, 2016) reforça que quando tem a atuação do ATA com seu centro no oceano também possibilita a ocorrência de nevoeiro sobre o RS

O anticiclone tropical Atlântico (ATA) também foi identificado como um dos sistemas atmosféricos relacionados à ocorrência de precipitação oculta por Louw, Heerden e Olivier (1998) na província do Norte na costa leste da África do Sul. O ATA estava associado a 25% da ocorrência de nevoeiros, quando atuava sobre o leste e sul da África do Sul. Na condição sinótica associada ao ATA, o nevoeiro ocorre devido ao escoamento do ar úmido e frio que é escoado para o interior do continente pelos ventos moderados de leste e nordeste. No interior do continente está situado um centro de baixa pressão .

Ainda sobre o oceano atlântico, porém na América do Norte, Marzol et al. (2010) identificaram um padrão sinótica similar ao da África do Sul na ocorrência de nevoeiro em Marrocos e nas Ilhas Canárias. Assim, um centro de alta pressão também estava associado à maior ocorrência de nevoeiro, no caso do oceano Atlântico Norte foi a alta pressão dos Açores ou alta pressão do Atlântico Norte.

A precipitação oculta que ocorreu no dia 11 de abril estava sob a atuação da mTa. Ela foi registrada nas primeiras horas do dia, das 03h00min até as 07h00min, e totalizou 2,4 mm em 5 horas de duração (Tabela 18). A temperatura do ar estava mais elevada em relação aos registros anteriormente descritos e se manteve próxima da temperatura do ponto de orvalho, favorecendo a saturação do ar, ou seja, favorecendo à saturação da umidade do ar.

Tabela 18: Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da Massa Tropical Atlântica.

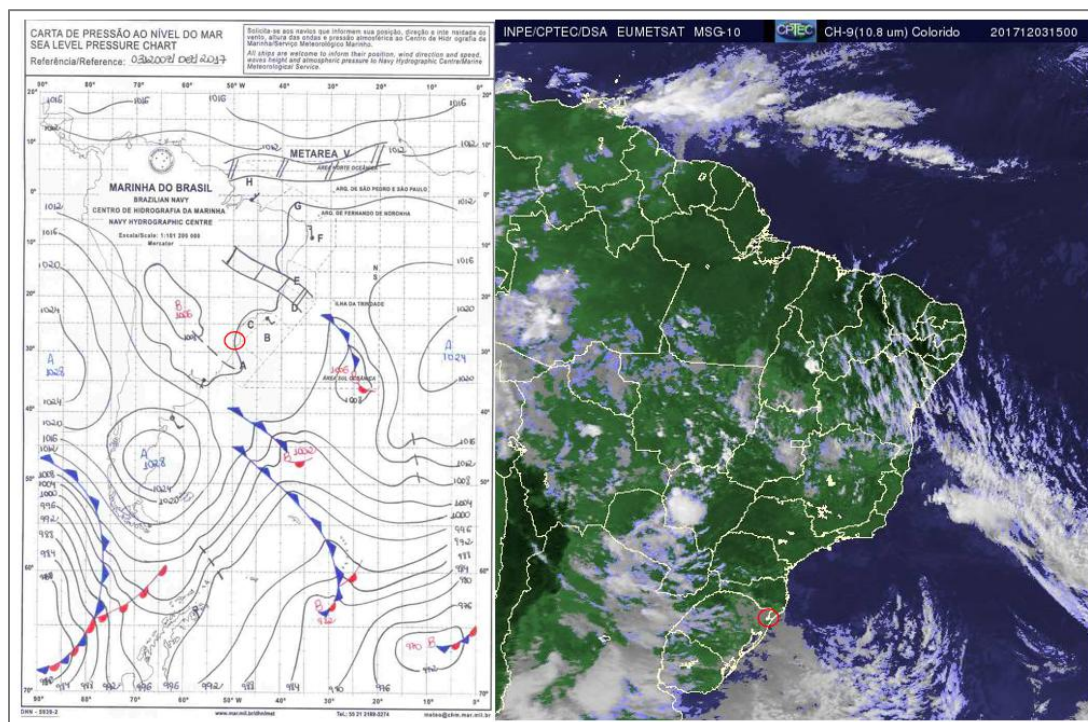
| Dia | Mês | Ano | Horas | Prec. Oculta (mm) | Vel. méd. do vento (m/s) | Temp média (°C) | UR média (%) | TPO (°C) | Depressão P.Orv (°C) |
|-----|-----|------|---------|-------------------|--------------------------|-----------------|--------------|----------|----------------------|
| 11 | 4 | 2018 | 3:00:00 | 0,3 | 0,12 | 15,7 | 89,1 | 13,9 | 1,8 |
| 11 | 4 | 2018 | 4:00:00 | 1,1 | 2,90 | 13,2 | 96,4 | 12,6 | 0,6 |
| 11 | 4 | 2018 | 5:00:00 | 0,9 | 2,17 | 13,5 | 96,7 | 13,0 | 0,5 |
| 11 | 4 | 2018 | 6:00:00 | 1,0 | 2,04 | 13,3 | 96,7 | 12,8 | 0,5 |
| 11 | 4 | 2018 | 7:00:00 | 0,1 | 0,64 | 14,7 | 93,8 | 13,7 | 1,0 |

Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

A velocidade do vento no horário da precipitação oculta estava mais alta que nas condições anteriormente levantadas. Nesta condição, os valores da velocidade corroboram com o apontado por outras pesquisas sobre a coleta de precipitação oculta (SCHEMENAUER et al., 1988; SCHEMENAUER; CERECEDA, 1991, 1993; OLIVER, 2001; CÁCERES et al., 2007; ESTRELA et al., 2008; HIATT et al., 2012; RITTER; REGALADO; GUERRA. 2015). A velocidade do vento, próxima dos 2,0m/s, foi a que capturou os maiores volumes e também estava relacionada ao maior número de registros de água coletada durante o período desta pesquisa

A última condição sinótica detalhada aqui é a atuação da massa tropical continental (mTa). Para Fedorava, Levit e Fedorav (2008), o centro de baixa pressão, que gera a mTc, está relacionado à ocorrência dos nevoeiros principalmente no verão. Para a cidade de Pelotas (RS), o estudo dos referidos autores apontou que 41% dos casos de nevoeiros estavam relacionados à atuação da baixa do Chaco. Eles também identificaram que no domínio da baixa pressão os nevoeiros são mais frequentes a leste e sudeste da baixa, bem como a posição do dia 03 de dezembro de 2017 (Figura 75).

Figura 75: Circulação atmosférica regional sob a atuação da Massa Tropical Continental, dia 03 de dezembro de 2017.



Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

No dia 03 de dezembro de 2017, a precipitação oculta ocorreu no período de resfriamento do ar, das 02h00min até as 04h00min. Em três horas de registro, a precipitação oculta totalizou 4,6 mm. As condições de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho foram favoráveis à formação de nevoeiro. No entanto, as condições de velocidade do vento se mantiveram baixas em relação ao que é discutido pela literatura como ideais ou propícias para a coleta da precipitação oculta, tendo em vista o modelo de coletor utilizado. Neste caso (Tabela 19), se a condição de velocidade do vento fosse maior, o volume coletado poderia ser maior.

Tabela 19: Variáveis climáticas horárias no registro de precipitação oculta, sob atuação da massa polar atlântica em processo de tropicalização.

| Dia | Mês | Ano | Horas | Prec. Oculta (mm) | Vel. méd. do vento (m/s) | Temp média (°C) | UR média (%) | TPO (°C) | Depressão P.Orv (°C) |
|-----|-----|------|---------|-------------------|--------------------------|-----------------|--------------|----------|----------------------|
| 3 | 12 | 2017 | 2:00:00 | 2,6 | 0,24 | 14,2 | 99,6 | 14,1 | 0,1 |
| 3 | 12 | 2017 | 3:00:00 | 1,9 | 0,80 | 12,8 | 99,8 | 12,8 | 0,0 |
| 3 | 12 | 2017 | 4:00:00 | 0,1 | 0,97 | 14,6 | 99,0 | 14,4 | 0,2 |

Fonte: Marinha do Brasil (2021) e INMPE/CPETC (2021).
Elaboração: Autora.

Diante das condições sinóticas analisadas, observou-se que os registros de precipitação oculta ocorreram em praticamente todas as condições atmosféricas que atuam no Rio Grande do Sul. No entanto, as condições de tempo associadas aos sistemas polares predominam nos registros de precipitação oculta. Quando o centro do APA está sobre o oceano, principalmente nos meses de verão, favorece a formação dos nevoeiros, devido à predominância dos ventos de leste/nordeste. A ocorrência de nevoeiro também é relevante quando ocorre a sucessão da mPa pela mPat, em função do resfriamento basal da massa de ar e do escoamento da umidade sobre o continente (MONTEIRO, 1968).

O escoamento da umidade do oceano sobre o continente foi observado na atuação da mPa, mPat e mTa, conforme representados na circulação atmosférica dos dias 17 de abril de 2018 (Figura 70), 19 de dezembro de 2017 (Figura 71) e 11 de abril de 2018 (Figura 74). A localização do centro de ação também foi apontada por Fedorava, Levit e Fedorav (2008) como favorável para a ocorrência de nevoeiro no RS. Sartori (2003; 2016) também reconhecia

que em condições de tempo associadas ao APA (mPa e mPat) pode ocorrer nevoeiro no período de resfriamento do ar.

As condições meteorológicas no registro de precipitação oculta comprovaram as situações ideais para o surgimento dos nevoeiros. Assim, a umidade relativa do ar em elevação, devido ao período de resfriamento do ar, associada a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho próximas favorecem as condições necessárias para a ocorrência do nevoeiro.

A velocidade do vento próxima dos 2,0 m/s registrou o maior número de coleta horária de água captada no coletor. No entanto, em algumas condições sinóticas não se mostraram relevantes, porém esses eventos podem ocorrer de forma não simultânea com a coleta, em função do tempo necessário para a condensação das gotas de água no coletor e o registro no pluviômetro.

De maneira geral, observou-se que há um conjunto de fatores envolvendo a captura de água do nevoeiro. Assim, a associação das condições sinóticas, elevada altitude da área de estudo junto com a proximidade do oceano soma para as condições ideais de captura da água dos nevoeiros.

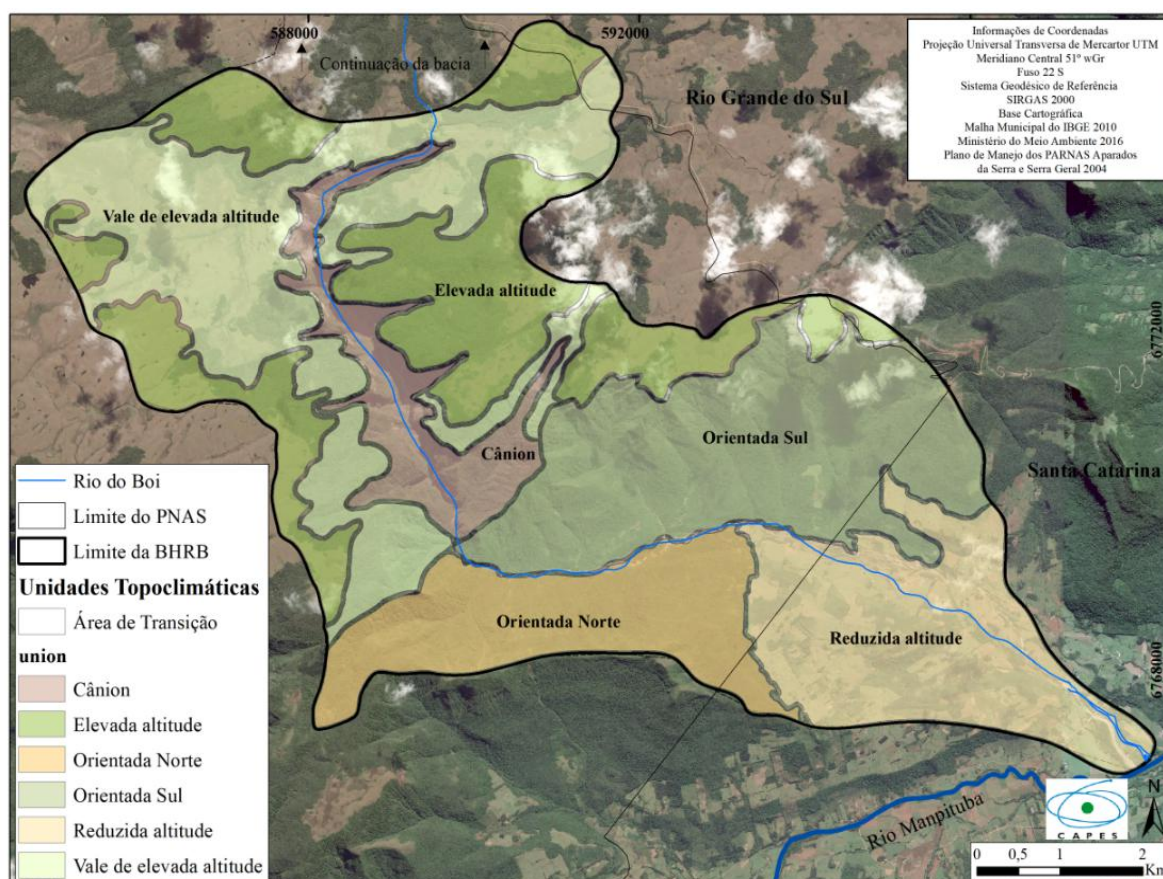
Os nevoeiros se mostraram como uma importante entrada de água na bacia hidrográfica do Rio do Boi. No período de análise, a precipitação total para a área de estudo foi de 3147,8mm, sendo o dobro do que é esperado da precipitação pluvial. A contribuição oculta da água, que soma os nevoeiros mais as garoas finas que não são registradas pelos pluviômetros convencionais, auxilia significativamente para o ecossistema local. A contribuição da precipitação oculta, até então, nunca foi quantificada na bacia hidrográfica e é pouco explorada no Brasil. Além da água do nevoeiro ser importantíssima para o abastecimento humano e para a agricultura em diversas regiões do mundo, muitas vezes a única fonte de água, ela também contribui para a manutenção do ecossistema como uma fonte de nutrientes para as plantas e solo.

6.4 DELIMITAÇÃO DAS UNIDADES TOPOCLIMÁTICAS

Levando em consideração os atributos climáticos (temperatura do ar e umidade absoluta do ar) e os controles climáticos destacados pela altitude, orientação de vertente e declividade, foram selecionadas seis unidades topoclimáticas na bacia hidrográfica do Rio do Boi. Essas unidades foram denominadas conforme as características topográficas de cada uma, sendo Unidade topoclimática de Reduzida altitude, Orientada norte, Orientada sul, Cânion, Elevada altitude e Vale de elevada altitude.

A unidade topoclimática de Reduzida Altitude compreendeu as áreas de menor altitude, que variam de 12 m até 480 m. A menor altitude corresponde ao setor sudeste dessa unidade e à medida que avança para noroeste a altitude aumenta. Essa unidade engloba as declividades de 0%, 3%, 8% e 20%, sendo que as maiores declividades correspondem às maiores altitudes. As vertentes são voltadas para noroeste, norte, sul e sudeste. Em relação ao uso e ocupação da terra, essa área possui cultivo agrícola. Umas das razões para esse cultivo agrícola é que esta unidade, na sua maioria, não está nos limites do Parque Nacional de Aparados da Serra, mas sim, na zona de amortecimento do PNAS. Essa zona de amortecimento permite o manejo da terra. Na Figura 76 verifica-se a delimitação das seis unidades topoclimáticas para a bacia hidrográfica do Rio do Boi.

Figura 76: Delimitação das unidades topoclimáticas para bacia hidrográfica do Rio do Boi.



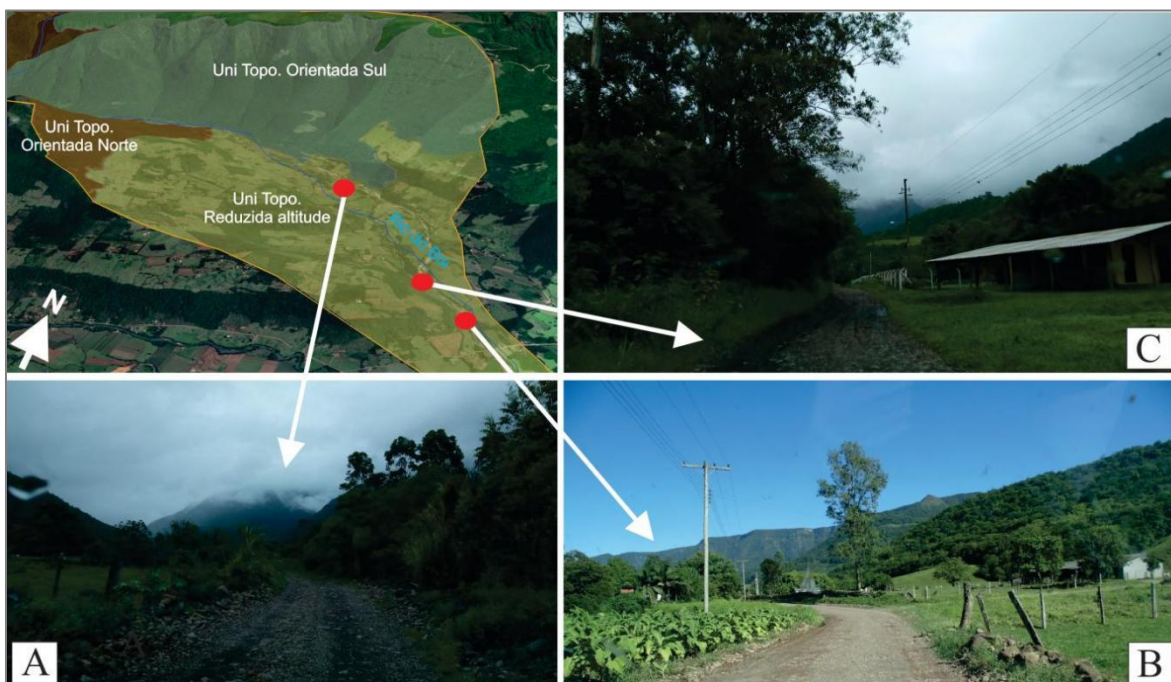
Elaboração: Autora.

A unidade de Reduzida Altitude registrou as maiores temperaturas do ar para as três medidas de temperatura (máxima, média e mínima). Assim, se caracteriza pela temperatura

máxima de 20,6 °C até 24,1 °C, média de 16,0 °C até 16,1 °C e mínima de 12,4 °C - 16,0 °C. A umidade absoluta do ar segue o mesmo padrão da temperatura do ar, sendo que conforme a maior temperatura do ar maior a capacidade de retenção de vapor de água da atmosfera (MACHADO; ASSIS, 2017). Dessa forma, nessa unidade registrou os maiores valores de umidade absoluta do ar, com concentração máxima de 13,9 g/m³ até 14,4 g/m³. A umidade absoluta média do ar variou de 10,9 g/m³ até 11,8 g/m³ e a mínima de 9,9 g/m³ até 10,8 g/m³.

As duas vertentes da bacia hidrográfica do Rio do Boi, à esquerda e à direita, têm as maiores declividades em relação a toda a bacia hidrográfica. Além disso, as orientações das vertentes são voltadas para direções opostas, uma predominantemente para norte e a outra para sul. A diferença na orientação das vertentes que ocasiona interações diferentes com os atributos climáticos. Nesse sentido, Armani (2004) ressalta a importância da orientação das vertentes para a compreensão e delimitação dos topoclimas. Assim, a orientação da vertente associada à declividade altera os padrões de radiação solar. Ainda segundo o autor, as vertentes voltadas para o sul são mais sombreadas daquelas voltadas para o norte, que são mais ensolaradas (Figura 77).

Figura 77: Paisagem da unidade topoclimática de reduzida altitude.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Google Earth Pro (2021).
Elaboração: Autora.

Diante disso, foram selecionados dois topoclimas diferentes apesar da altitude e declividade serem semelhantes nas duas vertentes. Além disso, elas são delimitadas pelo Rio do Boi no setor de menor altitude. O topoclima Orientada Norte tem a altitude variando entre 170 m até 830 m com declividade entre 8% e 75%. Assim, o relevo é caracterizado como relevo suave-ondulado, nas proximidades com calha do Rio do Boi, e montanhoso no divisor de águas oeste da bacia hidrográfica. Conforme o nome do topoclima, a orientação da vertente predominante é voltada para o norte, noroeste, nordeste e leste.

Em relação aos atributos climáticos, a temperatura máxima do ar variou de 17,9 °C até 23,2 °C, ao passo que a média variou de 13,4 °C até 17,9 °C e a mínima 10,7 °C até 14,3 °C. Desse modo, os menores valores de temperatura do ar estão associados às maiores altitudes. Da mesma forma que os maiores valores de temperatura correspondem às cotas de menor altitude, próxima ao rio do Boi. Para a umidade absoluta do ar, a umidade máxima variou de 12,9 g/m³ até 14,9 g/m³. A umidade absoluta média variou de 9,9g/m³ até 11,8g/m³, sendo que os menores valores estão localizados nas maiores altitudes (830 m), enquanto os maiores valores correspondem às menores altitudes (170 m). Por fim, a umidade absoluta mínima variou de 9,9 g/m³ até 10,8 g/m³.

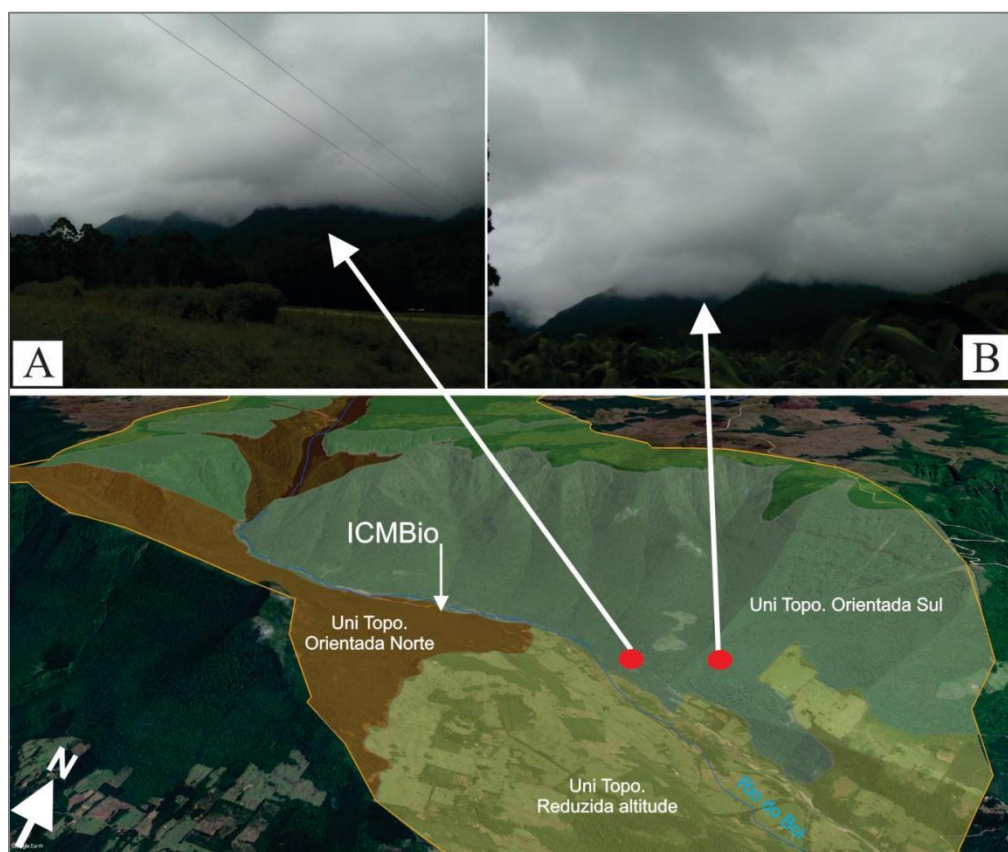
Dessa forma, verificou-se que a variação da umidade absoluta mínima foi menor que as demais unidades de medida da umidade. Essa pequena variação deve-se ao fato da temperatura mínima do ar, que ocorre no período de resfriamento, também ter a menor variação. Essa pequena variação da temperatura do ar foi causada pelas inversões térmicas ocorridas nesse período. Assim, como a umidade absoluta do ar está diretamente relacionada com a temperatura do ar, a variação também foi menor, ou seja, mais homogênea.

A outra vertente com orientação para o sul, denominada unidade topoclimática Orientação Sul, tem um desnível altimétrico de 780 m. Os menores valores de altitude (170 m) estão localizados próximo ao rio do Boi e as maiores altitudes na vertente direita da bacia hidrográfica (950 m), junto com o divisor d'água. Esse elevado desnível altimétrico ocasiona em elevada declividade na vertente. Assim, a declividade nesse topoclima varia de 8%, para as menores altitudes, até 75%, nas áreas mais elevadas. As vertentes predominantemente estão voltadas para o sul, sudoeste e sudeste. Por essa unidade topoclimática estar dentro dos limites do PNAS, a cobertura vegetal corresponde à formação da Floresta Ombrófila Densa (MMA/IBAMA, 2004; IBGE, 2012), bem como a unidade topoclimática Orientada Norte.

Em relação às características climáticas, a variação é similar ao topoclima anterior. As áreas de menor altitude têm a temperatura mais elevada e as áreas de maior altitude a temperatura é menor. Assim, essa variação foi de 17,9 °C até 23,2 °C para a temperatura

máxima, de 13,4 °C até 17,9 °C para a temperatura média e 10,7 °C 14,3 °C para a mínima. A umidade absoluta do ar também registrou a mesma variação para a umidade máxima, média e mínima. Os valores de máxima umidade absoluta foram os maiores, variando de 12,9 g/m³ até 14,9 g/m³. A variação da umidade absoluta média, nessa umidade topoclimática, compreendeu a dois intervalos de classes de 9,9g/m³ até 10,8 g/m³ e 10,8 g/m³ até 11,8g/m³, o primeiro intervalo está localizado nas maiores cotas altimétricas, ao passo que o segundo intervalo nas cotas mais baixas. Para a umidade absoluta mínima do ar, toda a unidade topoclimática compreendeu ao intervalo de 9,9 g/m³ até 10,8 g/m³. A umidade absoluta mínima apresentou a menor variação em relação às demais medidas de umidade absoluta do ar. A Figura 78 apresenta as paisagens encontradas no topoclima Orientada Sul.

Figura 78: Paisagem da unidade topoclimática Orientada Sul



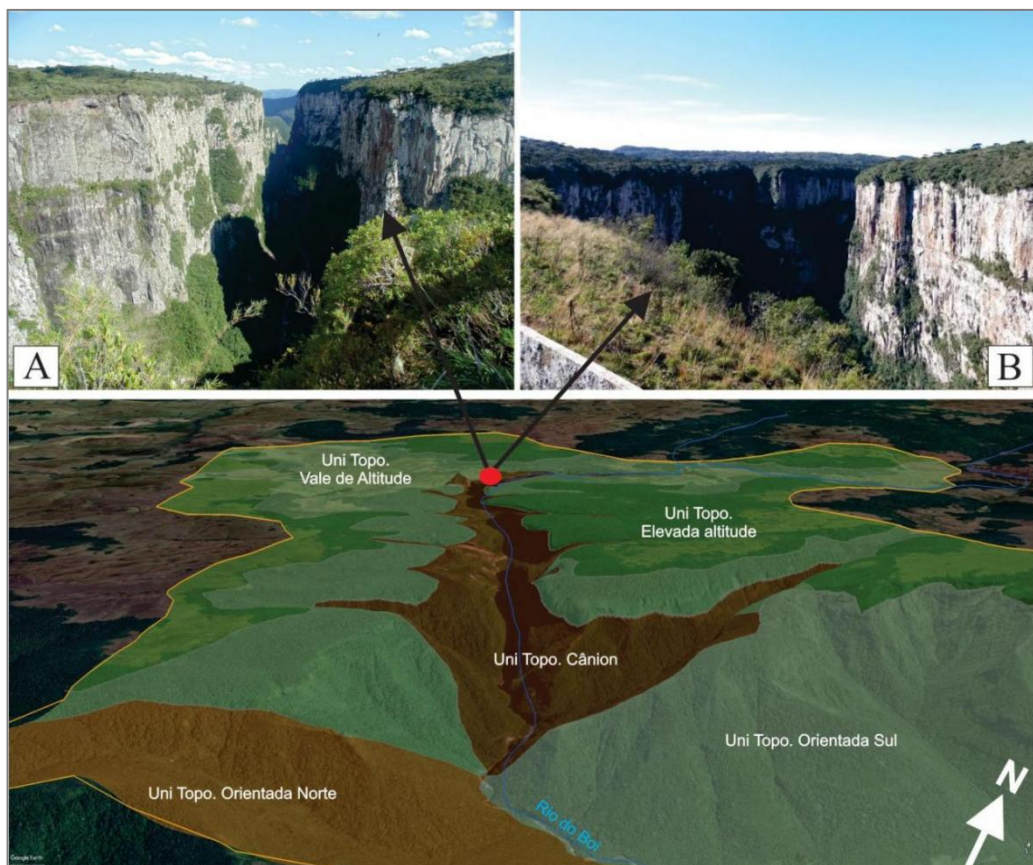
Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Google Earth Pro (2021).
Elaboração: Autora.

A unidade topoclimática de Cãnion corresponde ao vale formado na escarpa da serra e tem uma variação de 330 m até 950m. Devido ao vale ser bem fechado as curvas de nível, das

quais foram geradas a altimetria, não são fiéis à realidade. Desse modo, a orientação da vertente e a declividade também não refletem a realidade neste ponto em específico. Mesmo assim, optou-se por utilizá-las em função da escala das curvas e da falta de modelos digitais do terreno (MDT) mais precisos ou de menor escala. No entanto, ajustando esse modelo, em que se obteve acesso, ao conhecimento dos trabalhos de campo identificou-se que o cânion Itaimbezinho condiciona um topoclíma completamente diferenciado das demais áreas da bacia hidrográfica.

Diante disso, a Figura 79 apresenta algumas imagens dos trabalhos de campo, do interior do cânion Itaimbezinho, algumas áreas sombreadas como nas figuras A e B. Além dos apresentados nessas imagens, a ocorrência de nevoeiro sobre o cânion também pode contribuir para uma condição específica de topoclíma. A presença de nevoeiro no interior e sobre o cânion é muito marcante nesse topoclíma, o que também condiz com os resultados de precipitação oculta coletados na área de estudo.

Figura 79: Paisagem da unidade topoclimática de Cânion.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Google Earth Pro (2021).
Elaboração: Autora.

Dessa forma, com base no modelo de orientação de vertente, a unidade topoclimática tem orientações voltadas para o oeste, sudoeste, sul, leste e nordeste. Nessa unidade também ocorre as maiores declividades de 45% e 75%, que correspondem aos relevos montanhoso e forte-montanhoso. A cobertura vegetal é da Floresta Ombrófila Densa. Os valores de temperatura máxima variaram de 17,9 °C até 21,5 °C, para a temperatura média do ar a variação foi de 14,3 °C até 17,0 °C e a mínima de 10,7 °C até 14,3 °C. As mesmas variações foram observadas nessa unidade topoclimática em relação às demais, assim os menores valores estão localizados nas maiores cotas altimétricas e os maiores valores de temperatura nas menores cotas.

No entanto, por ser um vale e com base no perfil topoclimático supõe-se que a dinâmica de circulação do ar seja diferenciada das demais unidades, apenas das isotermas seguirem a configuração da altitude. Assim, durante a noite com a ocorrência de inversão térmica, que foram comprovadas pelo perfil topoclimático, a drenagem do ar frio (brisa catabática) para o interior do cânion, diminui a temperatura do ar em baixas altitudes, ao contrário do que é esperado para as menores altitudes. Esse ar frio que flui para as áreas mais baixas também escoar para as áreas mais baixas das unidades topoclimáticas Orientada Norte, Orientada Sul e de Reduzida Altitude. A sinalização desse processo pode ser comprovada pelas menores variações de temperatura do ar mínima nesses outros topoclimas.

Além disso, o formato do vale fechado também cria uma condição especial em função da radiação solar incidente. Assim, em algumas vertentes a maior incidência de radiação solar ocorre pela manhã, em outras à tarde e em algumas pode até não ocorrer incidência de radiação solar. Essa variação também pode ocorrer em função da estação do ano, em decorrência do movimento aparente do sol.

Em relação a umidade absoluta do ar, a unidade topoclimática do Cânion registrou a variação mais homogênea em comparação com as demais unidades topoclimáticas analisadas anteriormente. Assim, a umidade máxima registrou uma variação de 12,9 g/m³ até 13,8 g/m³, sendo que os maiores valores estão associados aos maiores valores de temperatura do ar. A umidade absoluta média do ar correspondeu a variação de 9,9 g/m³ até 10,8 g/m³ e a mínima a umidade foi ainda mais baixa, oscilando de 8,9 g/m³ até 9,9 g/m³, que está associado ao período de mínima temperatura do ar.

As duas últimas unidades topoclimáticas selecionadas estão localizadas nas maiores altitudes da bacia hidrográfica, ou seja, no setor norte/noroeste. As áreas de maiores altitudes,

que variam de 960 m até 1100 m, foram consideradas como topoclima de Altitude Elevada. Por ser uma área de elevada altitude e de planalto, essa unidade tem a orientação da vertente voltada para todas as direções, incluindo plano. Além disso, tem as menores declividades, variando de 3%, 8% e 20%, sendo considerado plano a ondulado. A vegetação corresponde a áreas de campos e Floresta Ombrófila Mista, diferentes das demais que predominavam na Floresta Ombrófila Densa Montana.

Em relação a temperatura do ar, a unidade topoclimática de Altitude Elevada registrou as menores temperaturas, tanto as médias quanto as máximas e mínimas. Dessa forma, a temperatura máxima variou de 17,0 °C até 17,8 °C. A temperatura média variou de 12,5 °C até 13,5 °C, sendo o menor intervalo entre as temperaturas médias da área de estudo. Por fim, a temperatura mínima variou de 9,8 °C até 10,6 °C. A umidade absoluta do ar máxima variou de 12,9 g/m³ até 13,8 g/m³, média de 9,9 g/m³ e a mínima de 8,9 g/m³ até 9,8 g/m³. Assim, os menores valores de umidade absoluta do ar corroboram com os menores valores de temperatura do ar (Quadro 9).

Quadro 9: Resumo das características das unidades topoclimáticas.

| Unidade | Altitude (m) | Vertente (°) | Declividade | Uso e ocupação da Terra | Temperatura média do ar (°C) | | | Umidade Absoluta média do ar (g/m ³) | | |
|-----------------------------------|--------------|------------------------------------|--|---------------------------------|------------------------------|-------------|-------------|--|-------------|------------|
| | | | | | máxima | média | mínima | máxima | média | mínima |
| Topoclima plano reduzida altitude | 12 - 480 | NO, N, S, SE | Plano, suave ondulado e ondulado | Cultivo agrícola Fl. Omb. Densa | 20,6 - 24,1 | 16,1 - 19,6 | 12,4 - 16,0 | 13,9 - 14,4 | 10,9 - 11,8 | 9,9 - 10,8 |
| Topoclima orientada norte | 170 - 830 | N, NO, NE e L | Ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado | Fl. Ombrófila Densa | 17,9 - 23,2 | 13,4 - 17,9 | 10,7 - 14,3 | 12,9 - 14,9 | 9,9 - 11,8 | 9,9 - 10,8 |
| Topoclima orientada Sul | 170 - 950 | S, SO e SE | Ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado | Fl. Ombrófila Densa | 17,9 - 23,2 | 13,4 - 17,9 | 10,7 - 14,3 | 12,9 - 14,9 | 9,9 - 11,8 | 9,9 - 10,8 |
| Topoclima Cânion | 330 - 950 | O, SO e S/ L e NE | Montanhoso e escarpado | Fl. Ombrófila Densa | 17,9 - 21,5 | 14,3 - 17,0 | 10,7 - 14,3 | 12,9 - 13,8 | 9,9 - 10,8 | 8,9 - 9,8 |
| Topoclima de altitude | 960 - 1100 | Plano, N, NE, NO, L, SE, S, | Plano, suave-ondulado, | Campos e Fl. Omb. Mista | 17,0 - 17,8 | 12,5 - 13,5 | 9,8 - 10,6 | 12,9 - 13,8 | 9,9 - 10,8 | 8,9 - 9,8 |
| Topoclima vale elevada altitude | 840 - 950 | Plano, N, NE, NO, L, SE, S, SO e O | Plano, suave-ondulado, ondulado | Campos, Fl. Omb. Mista e Densa | 17,0 - 18,7 | 12,5 - 14,2 | 9,8 - 10,6 | 12,9 - 13,8 | 9,9 - 10,8 | 8,9 - 9,8 |

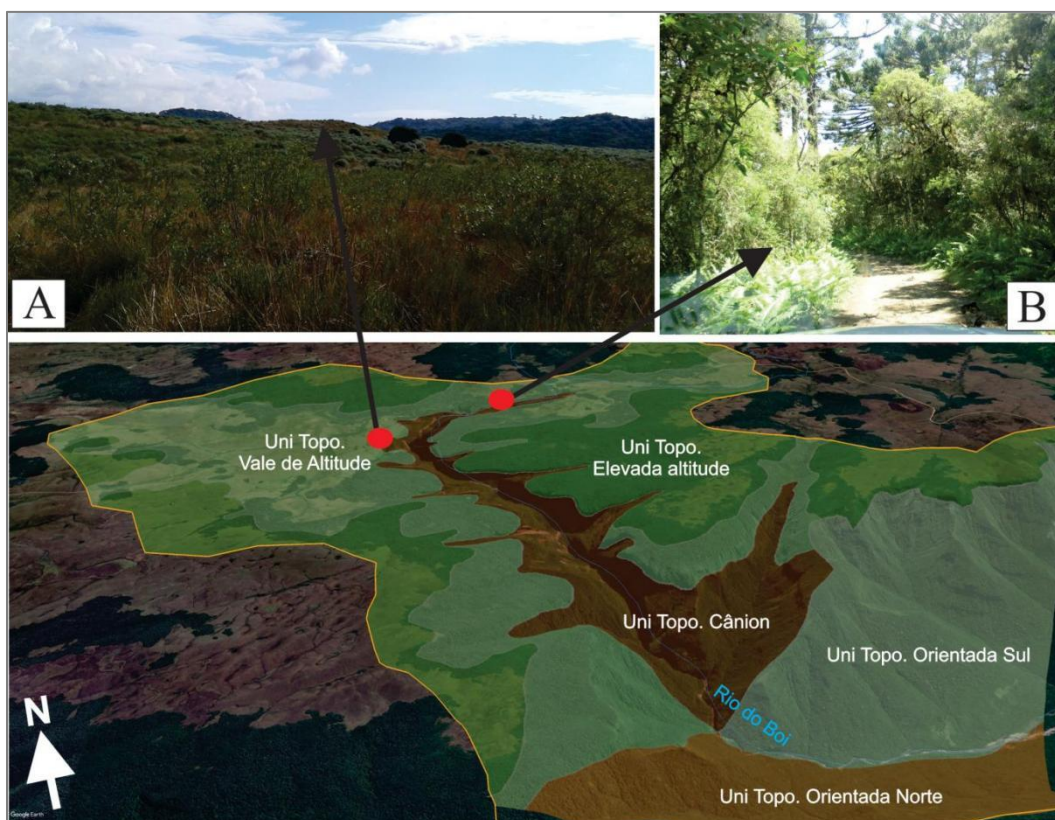
Elaboração: Autora.

A última unidade topoclimática selecionada para a bacia hidrográfica do Rio do Boi foi denominada de topoclima de Vale de Elevada Altitude (840 m até 950 m). Essa unidade topoclimática compreendeu as áreas de menor altitude entre a unidade topoclimática de

Elevada Altitude e a unidade topoclimática do Cânion. Delimitou-se essa unidade principalmente pelas cotas altimétricas e pela variação da temperatura do ar. A temperatura do ar registrou os maiores valores em relação ao topoclima de Elevadas Altitude. Essa unidade também obteve o menor desnível altimétrico (110 metros), o que corresponde ao plano (0%) e suave-ondulado (8% de declividade).

A orientação da vertente, segue o mesmo padrão da unidade anteriormente descrita, dispondo vertentes voltadas para todas as direções. Essa unidade compreende a mais diversa em relação ao uso e cobertura da terra, abrangendo áreas de campo, Floresta Ombrófila Mista e Densa Montana. As áreas de campo estão localizadas mais próxima da borda da bacia hidrográfica. No entanto, à medida que se aproxima do cânion Itaimbezinho a vegetação passa a ser de Floresta Ombrófila Mista, com muita presença de Araucárias. Na transição deste topoclima com o topoclima do Cânion ocorre a presença da Floresta Ombrófila Densa Montana. A Figura 80 apresenta as características do topoclima de Elevada Altitude.

Figura 80: Paisagem da unidade topoclimática de vale de Elevada Altitude.



Fonte: Trabalho de campo (2017 e 2018) e Google Earth Pro (2021).

Elaboração: Autora.

Em relação a variação dos atributos climáticos, a temperatura máxima variou de 17,0 °C até 17,8 °C. Ao passo que, a temperatura média variou de 12,5 °C até 13,5 °C, correspondendo ao menor intervalo entre as temperaturas médias da área de estudo. Por fim, a temperatura mínima registrou a variação de 9,8 °C até 10,6 °C. A umidade absoluta máxima do ar variou de 12,9 g/m³ até 13,8 g/m³, a umidade absoluta média de 9,9 g/m³ e a mínima de 8,9 g/m³ até 9,8 g/m³.

Desse modo, observou-se que as interações entre os atributos climáticos e os controles climáticos são diferenciadas em cada unidade topoclimática. Além do mais, a partir dos resultados desta análise associados aos resultados da temperatura, umidade e nevoeiros, conclui-se que a altitude e orientação da vertente são elementos chaves nessa interação. Assim, essa interação também reflete ao longo do dia e da noite de maneira específica com cada altitude ou encosta.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante o desenvolvimento da tese de doutoramento encontraram-se algumas dificuldades e facilidades. Dentre as adversidades, podemos destacar a dificuldade de encontrar locais seguros para a instalação dos equipamentos e as perdas dos dados durante a pesquisa. As falhas registradas no banco de dados foram ocasionadas em função de problemas nos abrigos meteorológicos, no pluviômetro, coletor de nevoeiro e no sensor de direção do vento. A falta de locais seguros ocasionou no furto de um abrigo meteorológico.

Entretanto, outros pontos facilitaram o desenvolvimento da pesquisa como os equipamentos utilizados na coleta das informações de precipitação oculta e dos dados meteorológicos. Esses equipamentos só foram possíveis pelas parcerias desenvolvidas durante a pesquisa. O acesso ao Parque Nacional de Aparados da Serra, consentido pelo ICMBio para a instalação dos equipamentos, também foi uma facilidade encontrada na pesquisa. Além disso, esse trabalho só se desenvolveu em função das agências de fomento de pesquisa no Brasil, que proporcionaram as idas a campo para a coleta das informações.

Apesar das dificuldades encontradas no decorrer da pesquisa, os objetivos estabelecidos foram cumpridos. O monitoramento das variáveis meteorológicas (radiação solar global, temperatura do ar, umidade do ar, vento e precipitação pluviométrica) foi realizado de maneira precisa durante toda a pesquisa. Esses dados coletados na bacia hidrográfica do Rio do Boi foram essenciais para os resultados deste trabalho.

Na análise topoclimática da temperatura do ar, umidade relativa e absoluta do ar, traçada no segundo objetivo específico, observou-se que os atributos climáticos analisados são influenciados pela topografia local. No entanto, essa variação ocorreu de formas diferenciadas para cada elemento. A elevação representa (determina) de 87% até 97% da variação da temperatura do ar, sendo que para a temperatura máxima a influência foi menor que para a temperatura mínima. Para a temperatura mínima, as inversões térmicas estavam associadas a essa menor influência da altitude na variação, refletida também no gradiente térmico da temperatura do ar.

Para a umidade relativa do ar, a altitude não foi um fator determinante na sua variação. Os resultados mostraram que a orientação da vertente pode ser essencial na variabilidade da umidade relativa, principalmente na variação horária. Entretanto, para a umidade absoluta do ar a altimetria mostrou-se como fundamental para a variação. Assim, a relação entre a altitude e a umidade absoluta (média, máxima e mínima) foi mais precisa que em relação a umidade relativa e se igualou a temperatura do ar. A umidade absoluta teve uma relação direta com a

altitude, assim essa relação condiz também com a temperatura do ar, que tem a relação inversa com a altitude. Dessa forma, com a diminuição da altitude ocorre o aumento da temperatura do ar e também aumenta a capacidade de armazenamento de vapor de água, que quanto mais quente é maior a concentração de água numa parcela de ar.

No monitoramento e na quantificação dos nevoeiros e da precipitação oculta verificou-se que a ocorrência de precipitação oculta na bacia hidrográfica foi expressiva. A quantidade de água coletada pelo coletor de nevoeiro se assemelha à quantidade de água oriunda da precipitação pluvial. Diante disso, para todo o período analisado, o total de água que depositou na área de estudo foi o dobro do registrado pelos instrumentos convencionais e oficiais. Além disso, deve-se apontar que, devido ao método utilizado para a separação da água coletada do nevoeiro da precipitação pluvial, há a possibilidade de que os dados de precipitação oculta estejam superestimados, visto que os eventos de garoa ou garoa e nevoeiro foram considerados como precipitação oculta, desde que não tenham sido coletados pelo pluviômetro convencional. Isso ocorre em função da premissa de que essa água da garoa em suspensão é coletada pela vegetação.

A precipitação oculta ocorreu predominantemente no período de resfriamento do ar, o que afirma como sendo o período de ocorrência de nevoeiro, independentemente do tempo de duração de cada evento. Assim, esses registros estavam ligados ao resfriamento do ar, quando tem as condições propícias para a ocorrência de nevoeiro e que o coletor consegue coletar. De maneira geral, podemos concluir que a duração e a quantidade dos eventos relacionam-se com a quantidade de água coletada.

Como outro objetivo específico proposto, analisou-se a relação estatística entre as variáveis meteorológicas (temperatura, umidade do ar e temperatura do ponto de orvalho, vento e radiação solar) e a precipitação oculta. Nesse objetivo concluiu-se que os atributos climáticos não expressam boa correlação com os registros de horários dos nevoeiros. Entretanto, observou-se que um conjunto de fatores estavam relacionados aos registros de precipitação oculta. Em algumas ocorrências, observou-se um padrão em relação a alguns atributos, que ocorreram simultaneamente aos eventos, podendo favorecer a coleta de água. Por outro lado, os resultados que não foram explicados pelos atributos climáticos foram associados à dinâmica atmosférica regional atuante na área de estudo. Assim, como a área de estudo está próximo do litoral, as massas de ar de origem oceânica tendem a dominar na maior parte do ano favorecendo a ocorrência de nevoeiro na região.

Na identificação das condições atmosféricas atuantes nos episódios de precipitação oculta, os registros de precipitação oculta ocorreram em todas as condições atmosféricas que atuam

no Rio Grande do Sul. No entanto, as condições de tempo associadas aos sistemas polares predominam nos registros de precipitação oculta. As condições tropicais também tiveram grande contribuição para os registros de precipitação oculta. De maneira geral, a associação das condições sinóticas e a elevada altitude da área de estudo, com a proximidade do oceano, somaram como as condições ideais na captura da água do nevoeiro.

Para concluir os objetivos específicos, optou-se por identificar e caracterizar as unidades topoclimáticas. Assim, com o auxílio dos trabalhos de campo e das características do relevo foram selecionados seis topoclimas para a bacia hidrográfica do Rio do Boi. Dessa forma, observou-se que cada unidade climática obteve diferentes interações entre os atributos climáticos e os controles climáticos. Identificou-se que a altitude associada a orientação das vertentes condicionam climas específicos, principalmente do topoclima de Cânion em decorrência da elevada altitude e do estreitamento do cânion, fazendo com que a incidência de radiação solar seja menor em determinadas épocas do ano. Além disso, os topoclimas de Elevada Altitude e de Baixa Altitude definem muito bem a interferência da altitude na variação da temperatura do ar e umidade absoluta do ar.

Assim, cumpriu-se o objetivo geral da pesquisa que consistia em analisar a influência do relevo como controle climático e sua consequência na variabilidade da temperatura e umidade do ar, na ocorrência dos nevoeiros e na precipitação oculta e seus efeitos na geração dos topoclimas na bacia hidrográfica do Rio do Boi, RS/SC.

Diante disso, entendendo que a problemática da pesquisa compreendia “**Como o relevo influencia na variabilidade dos atributos climáticos e na formação da precipitação oculta na Bacia Hidrográfica do Rio do Boi?**”, conclui-se que o relevo influenciou na variação espacial e temporal da temperatura do ar, sendo que a altitude teve um papel fundamental para a diminuição da temperatura. Por outro lado, a orientação da vertente contribuiu na variação horária da temperatura do ar, fazendo com que certos pontos (vertentes) se aquecem mais rapidamente em outros pontos.

Nessa mesma linha, a umidade relativa e absoluta do ar foi influenciada pela altitude e pela configuração do relevo. No entanto, a influência da altitude foi mais precisa para a umidade absoluta, contribuindo para a diminuição da umidade absoluta quando ocorre o aumento da altitude. Em relação à precipitação oculta, identificou que o relevo proporcionou condições favoráveis para a formação de nevoeiro e conseqüentemente o registro de precipitação oculta. Assim, a variação diária da temperatura do ar associada a diminuição, que em média é de 0,53°C/100m, da temperatura do ar mínima contribuíram para a temperatura à noite diminuir até a temperatura do ponto de orvalho e favorecer a formação dos nevoeiros.

Como hipótese a **pesquisa obteve que o gradiente altimétrico expressivo da área de estudo promove frequente variabilidade dos atributos climáticos, os quais favorecem a condição para a ocorrência de precipitação oculta.** De maneira geral, foi possível validar a hipótese. Assim, os atributos climáticos, principalmente temperatura e umidade do ar, tiveram sua variabilidade ocasionada pela altitude. Bem como os registros de precipitação oculta que também dependem das condições atmosféricas associadas à elevação da altimetria.

Dessa forma, a topoclimatologia e os nevoeiros presentes na bacia hidrográfica do Rio do Boi fazem com que a dinâmica climática seja diferenciada. Assim, juntos propiciam a captura de precipitação oculta, ocasionando em um ambiente úmido favorável para o desenvolvimento vegetativo e proporcionando um clima específico na região.

A presente pesquisa buscou ampliar os estudos topoclimáticos, principalmente no Rio Grande do Sul, em função da elevada variação altimétrica em alguns pontos associado a configuração do relevo. Essa configuração do relevo pode provocar alterações no padrão de vegetação, vento, umidade e assim criar topoclimas diferenciados. Além disso, ampliar as pesquisas sobre a ocorrência de precipitação oculta, divulgando a cunho nacional a importância da contribuição da água dos nevoeiros. Assim, essa água pode contribuir para a manutenção da vegetação em ambientes e ainda corroborar como uma fonte de água e nutrientes para os ambientes.

Apesar de importantes resultados, a presente pesquisa ainda deixa algumas lacunas que podem ser exploradas em futuras pesquisas. Essas lacunas referem-se ao melhor entendimento da dinâmica climática no interior do cânion Itaimbezinho, onde não conseguiu-se instalar nenhum equipamento. A instalação de mais coletores de nevoeiro também pode explicar melhor a ocorrência de precipitação oculta na área de estudo. Além disso, o maior período de coleta de dados possibilitaria entender melhor a variabilidade interanual dos nevoeiros interanual, se eles podem ser influenciados por fenômenos de maior escala como El Niño e La Niña.

REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO

AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS. **Regiões hidrográficas:** Região hidrográfica do Atlântico Sul. Disponível em: < <http://www3.ana.gov.br/porta/ANA/as-12-regioes-hidrograficas-brasileiras/atlantico-sul>>. Acesso em 25 de março de 2019.

AHMED, K.; SHAHID, S.; HARUN, S.B. Spatial interpolation of climatic variables in a predominantly arid region with complex topography. **Environment Systems And Decisions**, [S.L.], v. 34, n. 4, p. 555-563, 4 nov. 2014. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s10669-014-9519-0>.

AL-QINNA, M. Analyses of Climate Variability in Jordan using Topographic Auxiliary Variables by the Cokriging Technique. **Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences** . Volume 9, (Number 1), April, 2018, P. 67 - 74, 2018.

ALBRECHT, A. H.; LOOSE, M.L.F.; SARTORI, M.da.G.B. Causas físicas e genéticas dos nevoeiros na região central do Rio Grande do Sul. *Geografia Ensino & Pesquisa*. Vol 5, No 1, 1991.

ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; MORAES GONÇALVES, J.L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ALVES, R. R.; SERAFINI JÚNIOR, S. Miniabrigos Meteorológicos: Comparação e Análise Estatística Para Avaliação de Eficiência Nas Medições de Umidade Relativa do Ar. **Anais...VX Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, Vitória, 2013. p.526-535.

ALVES, E. D. L.; VECCHIA, F. A. S.; MARIANO, Z. de F.; LIMA, E. A. de; ANJOS, M. W. B. dos. A temperatura do ar e umidade absoluta em cidade de pequeno porte: características espaciais e temporais. **Acta Scientiarum. Human And Social Sciences**, [S.L.], v. 38, n. 2, p. 219, 11 out. 2016. Universidade Estadual de Maringá. <http://dx.doi.org/10.4025/actascihumansoc.v38i2.31468>.

AMBROŽOVÁ, K; LÁSKA, K. Air temperature variability in the vertical profile over the coastal area of Petuniabukta, central Spitsbergen. **Polish Polar Research**, [s.l.], v. 38, n. 1, p.41-60, 1 mar. 2017. DOI: 10.1515/popore-2017-0004.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. *Climatology. Glossary of Meteorology*, 2020. Disponível em <http://glossary.ametsoc.org/wiki/climatology>. Acesso em Nov. 2020.

ANDRIOTTI, J.L.S. **Fundamentos de Estatística e Geoestatística**. 2º reimpressão. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2013.

ARCOVA, F. C. S. **Avaliação do potencial hidrológico dos nevoeiros e da precipitação oculta em ambiente de Floresta Ombrófila Densa Montana na Serra do Mar, Cunha, SP**. 2013 f.175. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

ARCOVA, F. C. S; GALVANI, E.; RANZINI, M.; CICCIO, V. de. Ocorrência de nevoeiros em uma microbacia experimental na Serra do Mar, cunha, SP (fog occurrence in an experimental catchment in the atlantic forest in Cunha, Brazil). **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 18, p. 327-348, 15 jul. 2016. Universidade Federal do Parana. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v18i0.44956>.

ARCOVA, F. C. S; GALVANI, E.; RANZINI, M.; CICCIO, V. de. avaliação da precipitação oculta na Serra do Mar com coletores passivos de nevoeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 25, p. 204-224, 13 ago. 2019. Universidade Federal do Parana. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.64388>.

ARMANI, G. **Interações entre a atmosfera e a superfície terrestre: variações da temperatura e umidade na bacia B do Núcleo Cunha (IF) – SP**. 2004, 198 f. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 2004.

ARMANI, G.; GALVANI, E. **Avaliação do desempenho de um abrigo meteorológico de baixo custo**. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Piracicaba-SP, v. 14, n.1, p. 116-122, 2006.

ARMANI, G.; GALVANI, E. Avaliação do desempenho de um abrigo meteorológico de baixo custo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, 2005.

BALADÓN, A. B. Captación de nieblas: fundamentos, experiencias y aplicaciones en el ámbito florestal. **Revista Montes**, nº 73 (3^{er} trimestre de 2003); p. 59-68.

BALDO, M.C.; NERY, J.T.; MARTINS, M.O.F. Análise da estrutura da precipitação pluviométrica na região Sul do Brasil. **Boletim de Geografia (UEM)**, Maringá, v.19, n.1, p.115-128, 2001.

BARATTO, J; WOLLMANN, C.A; GALVANI, E; HOPPE, I. L. Variabilidade da temperatura do ar no Parque Nacional de Aparados da Serra em diferentes escalas climáticas. In: XIII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 2018. Juiz de Fora. **Anais...A climatologia Geográfica Brasileira: o ensino, os métodos, as técnicas e os desafios para o século XXI**, Juiz de Fora, UFJF, 2018, p. 658-667.

BARATTO, J.; GALVANI, E.; WOLLMANN, C. A. **Performance de abrigo de baixo custo para registros de temperatura e umidade relativa do ar em condição de campo**. Geografia Física e as mudanças globais. E-book, Fortaleza: Editora da UFC, p.1-14, 2019.

BARATTO, J; GALVANI, E; WOLLMANN, C. A. Calibração e desempenho do abrigo meteorológico de baixo custo em condições de campo. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 16 –Vol. 26, p.441-456, JAN/JUN, 2020. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v26i0.69834>.

BARRY, G.; CHORLEY, R.J. **Atmosphere, weather, and climate**. 8th ed, Routledge, 2003. p.462.

BASTISHA, A.F. Feasibility and sustainability of fog harvesting. **Sustainability of Water Quality and Ecology** 6, 2015, p. 1–10.

BECK, H. E; ZIMMERMANN, N. E; MCVICAR, T.R; VERGOPOLAN, N; BERG, A; WOOD, E.F. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. **Scientific data**, 2018. DOI: 10.1038/sdata.2018.214.

BERGER, A.P.; KRUSCHE, N.; RODRIGUEZ, C. A. M.. Nevoeiros de advecção em Rio Grande, RS, no período de 2001 a 2003. **Anais..** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006.

BITENCOURT, D.P.; ACEVEDO, O.C.;MORAES,O.L. de; DEGRAZIA, G.A. A interação do vento local no interior de um vale com o escoamento de grande escala – análise de dois estudos de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.4, 436 - 447, 2009.

BLANDFORD, T. R.; HUMES, K. S.; HARSHBURGER, B.. J.; MOORE, B.C.; WALDEN, V. P.; YE, Hengchun. Seasonal and Synoptic Variations in Near-Surface Air Temperature Lapse Rates in a Mountainous Basin. **Journal Of Applied Meteorology And Climatology**, [S.L.], v. 47, n. 1, p. 249-261, 1 jan. 2008. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/2007jamc1565.1>.

BORSATA, V.S.; BORSATO, G.; SOUSA, E.E. Análise Ritmica e a variabilidade têmpro-Espacial. In: **VI Simposio Brasileiro de Climatologia Geográfica**. Teoria e Metodologia em Geografia. Universidade Federal de Sergipe, Núcleo de Pós-graduação em Geografia, Aracajú-SE, out. 2004.

BRASIL. **Decreto federal nº. 531** de 20 de maio de 1992. Diário Oficial da União, Poder Executivo, Brasília, DF. 20 maio.1992.

_____. **Lei Federal Nº 9.985**, de 18 de julho de 2000. Regulamenta o art. 225, § 1o, incisos I, II, III e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza e dá outras providências. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19985.htm>. Acesso em: 10 abr. 2019.

BRITTO, F.P. **Distribuição espaço-temporal da precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul**. 2004, 76f. Dissertação (Mestrado em geografia) Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Santa Catarina, 2004.

BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística Básica**. 6. ed. – São Paulo: Saraiva, 2010, p.557.

BURIOL, G. A.; ACHNEIDER, F. M.; ESTEFANEL, V.; BERLATO, M.A. Insolação e radiação solar na região de Santa Maria, RS. II – Disponibilidade e Variabilidade. **Ciência Rural**, Santa Maria, 21(2), 1991. p.1991.

CAMPOS, C.G.C.; VIEIRA, H.J.BACK, A.J.; SILVA, A.L.da. Rev. Bras. Frutic., Jaboticabal - SP, v. 35, n. 3, p. 722-729, Setembro 2013.

CANDIDO, D. H; NUNES, L. H. Influência da orografia na precipitação da área entre o Vale do Rio Tiête e a Serra da Mantiqueira. **Geousp (USP)**, v. 24, p. 08-27, 2008.

CARVALHO, M. H.; FEDOROVA, N. Estudo Sobre Frentes Quentes que ocorrem no Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, 257 - 272, 2011

CARVALHO, L. F.M de; LOPES, R.M., LIMA, A.M. de; CABRAL, J.B.P. ARIABILIDADE DA UMIDADE RELATIVA DO AR NA BACIA DE BARRA DOS COQUEIROS-CAÇU-GO. **REVISTA GEONORTE, Edição Especial 2**, V.2, N.5, p.1173 –1180, 2012.

CASTELHANO, F. J.; ROSEGHINI. A utilização de policloreto de vinila (PVC) na construção de mini-abrigos meteorológicos para aplicação em campo. **Revista Brasileira de Climatologia**. N.9 jun.2011.p.48-55.

CASTELHANO, F. J.; ROSEGHINI, W. F. F. Caracterização da dinâmica dos ventos em Curitiba-PR. **Geosp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 22, n. 1, p. 227-240, mês. 2018. ISSN 2179-0892.

CÁRDENAS MF, TOBÓN C, BUYTAERT W. Contribution of occult precipitation to the water balance of páramo ecosystems in the Colombian Andes. **Hydrological Processes**. 2017;31:4440–4449. <https://doi.org/10.1002/hyp.11374>.

CERA, J. C.; FERRAZ, S. E. T. VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NA PRECIPITAÇÃO NO SUL DO BRASIL NO CLIMA PRESENTE E FUTURO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [S.L.], v. 30, n. 1, p. 81-88, mar. 2015. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130588>.

CERECEDA, P; OSSES, P; LARRAIN, H; FARÍAS, M; LAGOS, M; PINTO, R; SCHEMENAUER, R.S. Advective, orographic and radiation fog in the Tarapacá region, Chile. **Atmospheric Research**, [S.L.], v. 64, n. 1-4, p. 261-271, set. 2002. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0169-8095\(02\)00097-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0169-8095(02)00097-2).

CERECEDA, Pilar; SCHEMENAUER, Robert S.. The Occurrence of Fog in Chile. **Journal Of Applied Meteorology**, [S.L.], v. 30, n. 8, p. 1097-1105, ago. 1991. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)0302.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1991)0302.0.co;2).

CERECEDA, Pilar T.. La Niebla: localización geográfica y recurso hídrico. In: CERECEDA, Pilar; HERNÁNDEZ, Pedro; LEIVA, Jorge; RIVERA, Juan de Dios. **Agua de Niebla**. Chile: Impresora La Discusión S. A., 2014. p. 1-132.

CHAE, H.; LEE, H.; LEE, S.; CHEONG, Y.; UM, G.; MARK, B.; PATRICK, N. Local variability in temperature, humidity and radiation in the BaekduDaegan Mountain protected area of Korea. **Journal Of Mountain Science**, [S.L.], v. 9, n. 5, p. 613-627, 22 set. 2012. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-012-2347-0>.

CHAVES, M. E. D; CONCEIÇÃO, K. V. da; GUERRERO, J. V. R. Geoestatística no monitoramento da temperatura no Estado da Bahia. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**, [S.L.], v. 13, n. 5, p. 652-660, 1 dez. 2018. Grupo Verde de Agroecologia e Abelhas. <http://dx.doi.org/10.18378/rvads.v13i5.6203>.

CHIU, C; LIN, P; TSAI, C. Spatio-Temporal Variation and Monsoon Effect on the Temperature Lapse Rate of a Subtropical Island. **Terrestrial, Atmospheric And Oceanic Sciences**, [s.l.], v. 25, n. 2, p. 203-217, 2014. DOI: 10.3319/TAO.2013.11.08.01(A)

CROFT, P.J. **Fog**. In: HOLTON, J.R., PYLE, J.A., CURRY, J.A. (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Academic Press, London, pp. 777–792, 2003.

CÓRDOVA, M.; CÉLLERI, R.; SHELLITO, C. J.; ORELLANA-ALVEAR, J.; ABRIL, A.; CARRILLO-ROJAS, G.. Near-Surface Air Temperature Lapse Rate Over Complex Terrain in the Southern Ecuadorian Andes: implications for temperature mapping. **Arctic, Antarctic, And Alpine Research**, [S.L.], v. 48, n. 4, p. 673-684, nov. 2016. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1657/aaar0015-077>.

CORDEIRO, J.L. P; HASENACK, H. Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul. In: PILLPILLAR, V.P.MÜLLER, S.C.CASTINHOS, Z.M.S. JACQUES, V.A. (ed.). **Campos Sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2009. Cap. 23. p. 285-299.

CORREIA, M. G. G.; TERASSI, P.M de B.; GALVANI, E. **Efeito Orográfico: Estudo Comparativo Nas Bacias Hidrográficas Do Rio Piquiri e Pirapó – Pr.** Anais. XII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica: Variabilidade e susceptibilidade climática. Goiânia, 2016, p. 1986-1997.

CORELL, D.; ESTRELA, M. J.; A VALIENTE, J.; BORCELÓ, S.; CAPEL, J.J.. Captación de agua de niebla en determinados enclaves del Sudeste de La Península Ibérica. In: FERNÁNDEZ-MONTES, S.; RODRIGO, F.s. (org.). **Cambio Climático y Cambio Global**. 9. ed. Almería: Asociación Española de Climatología, 2014. Cap. 18. p. 162-173..

COTRIM, C. de S.; SOUZA, L.S. de; FERNANDES, A.M.; FILIPPO, A. M.; MARTON, E. **Análise Observacional dos Eventos de Nevoeiros na Área do Porto do Rio de Janeiro, Brasil**. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 41 - 2 / 2018 p. 123-132.

CUNHA, A. de M.; LANI, J. L; SANTOS, G. R. dos; FERNANDES FILHO, E. I.; TRINDADE, Filipe Silveira; SOUZA, Eliana de. Espacialização da precipitação pluvial por meio de krigagem e cokrigagem. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, [S.L.], v. 48, n. 9, p. 1179-1191, set. 2013. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-204x2013000900001>.

CUSTARDOY. D.C. NAVARRO, M. J. E. PARDO, J. A.V. CERDÁ, S. B.; MOLINA, J. J. C. Captación de agua de niebla en determinados enclaves del Sudeste de la Península Ibérica. In. MONTES, S.F; RODRIGO, F.S(ORG) **CAMBIO CLIMÁTICO Y CAMBIO GLOBAL**. Almería, Espanha, 2014.

DAVTALAB, R; SALAMAT, A; OJI, R. Water harvesting from fog and air humidity in the warm and coastal regions in the South of Iran. **Irrigation And Drainage**, [S.L.], v. 62, n. 3, p. 281-288, 26 mar. 2013. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/ird.1720>.

DODSON, R; MARKS, D. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. **Climate Research**, [S.L.], v. 8, p. 1-20, 1997. Inter-Research Science Center. <http://dx.doi.org/10.3354/cr008001>.

DUANE, W. J.; PEPIN, N. C.; LOSLEBEN, M. L.; HARDY, D. R.. General Characteristics of Temperature and Humidity Variability on Kilimanjaro, Tanzania. **Arctic, Antarctic, And Alpine Research**, [s.l.], v. 40, n. 2, p. 323-334, maio 2008. Informa UK Limited. [http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430\(06-127\)\[duane\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430(06-127)[duane]2.0.co;2).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. **Atlas climático da região Sul**: estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul 2º ed. Brasília, DF, 2012.

EUGSTER, W. Fog research. **Die Erde**, Berlin, v. 139, n. 1-2, p. 1-10, 2008.

ESTRELA, M.J.; VELIENTE, J.A.; CORELL, D.; MILLÁN, M.M. Fog collection in the western Mediterranean basin (Valencia region, Spain). **Atmospheric Research**. Volume 87, p. 324 – 337, 2008.

FALCÃO, R.; GALVANI, E.; LIMA, N.G.B de; CRUZ, B. R.P. Análise da variação da umidade relativa do ar no Pico da Bandeira, Parque Nacional Alto Caparaó, Brasil. IN: VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física, **Anais...Coimbra**: Universidade de Coimbra, 2010.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir; FEDOROV, Dmitry. Fog and stratus formation on the coast of Brazil. **Atmospheric Research**, [S.L.], v. 87, n. 3-4, p. 268-278, mar. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.008>

FIGUEIRA C., PRADA, S., SEQUEIRA, M., GASPAR, M.A., SILVA, M.O. Estudo da precipitação oculta em dois tipos de vegetação da ilha da Madeira. **Livro de resumos das Comunicações do 8º Congresso da Água**: 179 e Atas em CD-ROM: p.10, 2006.

FIGUEIRA, C. O. N. **Estudo da precipitação oculta nas florestas naturais do norte do Paul da Serra, Ilha da Madeira**. 2009, p. 109. Dissertação (Mestrado em Ecologia da Paisagem e Conservação da Natureza) Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 2009.

FISCHER, Douglas T.; STILL, Christopher J.. Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. **Water Resources Research**, [S.L.], v. 43, n. 4, p. 1-13, abr. 2007. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2006wr005124>.

FURTADO, F. J. R. **A captação da água no nevoeiro no Parque Natural de Serra Malagueta**. 2009, p.68. Dissertação (Mestrado em Engenharia do Ambiente- Departamento de Ambiente e ordenamento) Universidade do Aveiro, Aveiro, 2009

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a Precipitação Pluvial no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p.127-132, 1997.

FORGIARINI, F. R.; VENDRUSCULO, D. S.; RIZZI, E. S. Análise de chuvas orográficas no centro do estado do Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 36 n. 2 mai-ago. 2014, p. 193–200.

FRITZSONS, E.; MANTOVANI, L. E.; AGUIAR, A. V. de. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no Estado do Paraná. **Revista de Estudos Ambientais**, v. 10, n. 1, p. 49-64, 2008.

FRITZSONS, E.; MANTOVANI, L. E.; WREGE, M. S. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no estado de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 12 – Vol. 18 – JAN/JUN, 2016. p. 80-92.

FRITZSONS, E.; WREGE, M. S.; MANTOVANI, L. E. Altitude e temperatura: estudo do gradiente térmico no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 16, 2015.

FRUMAU, K. F. A; BRUIJNZEEL, L. A. S.; TOBÓN, C. Precipitation measurement and derivation of precipitation inclination in a windy mountainous area in northern Costa Rica. **Hydrological Processes**, [S.L.], v. 25, n. 3, p. 499-509, 27 dez. 2010. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7860>.

FRUMAU, K.F.ARNOLD.; BURKARD, R.;SCHMID, S.; BRUIJNZEEL, L.A.;TOBON-MARIN, C.; CALVO, J. Fog gauge performance under fog and wind-driven rain conditions. in L.A. Bruijnzeel (ed.), *Mountains in the Mist: Science for Conserving and Managing Tropical Montane Cloud Forests*. 2006.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DE PESQUISA AGORPECUÁRIA. **Atlas Climático do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 2011. Disponível em <<http://www.cemet.rs.gov.br/conteudo/4731/?Refer%C3%Aancia>>. Acesso em: 05. Out. 2016.

GALVANI, E; ARMANI, G; LIMA, N.G.B de; JÚNIOR SERAFINI, S; ALVES, R.R. Metodologia para espacialização de temperatura do ar baseado em levantamento de perfil topoclimático e imagens SRTM: estudo de caso do Parque Estadual Intervales (PEI), SP. In: GALVANI, E; LIMA, N. G. B. de (ORG.). **Climatologia Aplicada: Resgate aos estudos de casos**. 1. Ed., vol.1.Curitiba: Editora CRV, 2012.

GALVANI, E; LIMA, N. G. B; SERAFINI JUNIOR, S.; ALVES, R.R. Avaliação da temperatura do ar no perfil topoclimático do Parque Estadual Intervales – SP, entre as altitudes de 150 a 950 metros. In: SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 2008. Santa Maria. **Anais...**Santa Maria: UNIFRA e UFRS.

GALVANI, E. LIMA, N.G.B; ALVES, R.R. Relação entre umidade relativa do ar, cobertura vegetal e uso do solo no Parque Estadual de Intervales (PEI) e seu entorno, São Paulo, Brasil. In:XII Encontro de Geógrafos da América Latina – EGAL, 2009, Montevideo. Caminhando por uma América Latina em transformação. **Anais**. Montevideo: Easy Planer 2009.

GALVANI, E.; LIMA, N. G.B. A ocorrência de inversão térmica no perfil topoclimático do Pico das Agulhas Negras – RJ. In: VII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, **Anais...**Rondonópolis, 2006. p.

GALVANI, E.; LIMA, N. G. B. de; FALCÃO, R. M. Ocorrência de Inversão Térmica no Perfil Topoclimático do Pico da Bandeira, Parque Nacional do Alto Caparaó, Brasil. IN: VI Seminário Latino Americano de Geografia Física. **Anais...**Coimbra: Universidade de Coimbra, 2010.

GALVANI, E., LIMA, N.G.B., SERAFINI Jr, S., Alves, R.R. Relação entre umidade relativa do ar, cobertura vegetal e uso do solo no Parque Estadual de Intervales (PEI) e seu entorno, São Paulo, Brasil. In: XII Encontro de Geógrafos da América Latina -EGAL, 2009, Montevideo. Caminhando por uma América Latina em transformação. Montevideo: Easy Planers, 2009. Disponível em: <http://egal2009.easyplanners.info/area04/4052_Galvani_Emerson.doc>. Acesso em: 30 de mar. 2020.

GERARDI, L. H. O.; SILVA, B. C. N. **Quantificação em Geografia**. São Paulo: DIFEL, 1981.

GHEYRET, G.; MOHAMMAT, A; TANG, Z. Elevational patterns of temperature and humidity in the middle Tianshan Mountain area in Central Asia. **Journal Of Mountain Science**, [S.L.], v. 17, n. 2, p. 397-409, fev. 2020. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-019-5481-0>.

GOBO. J.P.A; GALVANI, E; WOLLMANN, C.A. Subjective Human Perception of Open Urban Spaces in the Brazilian Subtropical Climate: A First Approach. *Climate*, 6(2), 24, 2018.; <https://doi.org/10.3390/cli6020024>.

GOMES, C. S.; KRUSCHE, N.; ROCHA, R. P. Simulação de nevoeiros no litoral sul do Brasil. **Ciência e Natura**. Santa Maria, p.235-237, 2011.

GOZZO, Luiz Felipe; ROCHA, Rosmeri P. da; REBOITA, Michelle S.; SUGAHARA, Shigetoshi. Subtropical Cyclones over the Southwestern South Atlantic: climatological aspects and case study. **Journal Of Climate**, [S.L.], v. 27, n. 22, p. 8543-8562, 4 nov. 2014. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/jcli-d-14-00149.1>.

GULTEPE, I., TARDIF, R., MICHAELIDIS, S.C., CERMAK, J., BOTT, A., et al., 2007. Fog research: a review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl. Geophys.* 164, 1121–1159.

HASENACK, H.; WEBER, E.(org.) **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul** - escala 1:50.000. Porto Alegre: UFRGS Centro de Ecologia. 2010. 1 DVD-ROM. (Série Geoprocessamento n.3). ISBN 978-85-63483-00-5 (livreto) e ISBN 978-85-63843-01-2 (DVD).

HIATT, Cyrus; FERNANDEZ, Daniel; POTTER, Christopher. Measurements of Fog Water Deposition on the California Central Coast. *Atmospheric And Climate Sciences*, [S.L.], v. 02, n. 04, p. 525-531, 2012. **Scientific Research Publishing, Inc.**. <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2012.24047>

HOGAN, A. AND FERRICK, M. Winter Morning Air Temperature. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 36, No. 1 (January 1997), pp. 52-69.

HOPPE I.L.; IENSSE, A.C.; SIMIONI, J.P.D.; WOLLMANN, C.A. Comparação Entre Um Abrigo Meteorológico De Baixo Custo e a Estação Meteorológica Oficial Do Inmet em Santa Maria (RS). **Ciência e Natura**, [s.l.], v. 37, p. 132-137, 7 mar. 2015. DOI: 10.5902/2179460X16228.

HOPPE. I. L.; BARATTO. J.; WOLLMANN, C. A. Perfil Topoclimático do Cerro Comprido no Município de Faxinal do Soturno/RS – Uma Análise Termo-Higrométrica. **REVISTA GEONORTE**. 2012; Edição Especial 2, v.1, n.5, p. 706-718, 2012.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Glossário Geológico**. Rio de Janeiro, 1999. p.195.

_____. **Mapa de vegetação do Brasil**, 2004. Disponível em : https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/mapas/brasil/vegetacao.pdf. Acesso em: 25 jan. 2020.

_____. **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2º edição, Rio de Janeiro, p.271, 2012.

ICMBio.Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Dados do PARNA de Aparados da Serra e Serra Geral. 2021.Disponível em: http://qv.icmbio.gov.br/QvAJAXZfc/opendoc2.htm?document=painel_corporativo_6476.qvw&host=Local&anonymous=true. Acesso em 19 jan. 2021.

INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). **Boletim Técnico - CPTEC (Centro de previsão do tempo e estudos climáticos)**. 2021. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em 12 abril. 2021.

JÚNIOR SERAFINI, S; GALVANI, E; LIMA, N.G.B de; ALVES, R.R. Adequação da escala climatológica para planos de manejos: o Parque Estadual Intervales como estudo de caso. In: GALVANI, E; LIMA, N. G. B. de (ORG.). **Climatologia Aplicada: Resgate aos estudos de casos**. 1. Ed., vol.1.Curitiba: Editora CRV, 2012.

JARDIM, C. H. Interações locais e topoclimáticas no interior e áreas limítrofes ao Pq. Nacional da Serra do Cipó, Minas Gerais. In: Archimedes Perez Filho; Raul Reis Amorim. (Org.). **Os desafios de Geografia Física na fronteira do conhecimento**. 1ed. Campinas-SP: Instituto de Geociências-UNICAMP, v. 1, p. 1668-1678, 2017.

JARDIM, C.H. Construção e avaliação de desempenho de modelo de mini-abrigo meteorológico de ventilação passiva para experimentos em campo de climatologia. In: Emerson Galvani; João Paulo Assis Gobo; Nadia Gilma Beserra de Lima. (Org.). **Climatologia Aplicada II**. 1ed.Curitiba: CRV, 2018, v. 2, p. 221-232.

JARDIM, C. H. GALVANI, E. Uso da terra e variações da temperatura do ar no interior e áreas limítrofes ao Parque Nacional da Serra do Cipó, Minas Gerais. **Revista do Departamento de Geografia**. Volume Especial, São Paulo, 2018. p. 162-172.

KATTEL, D. B.; YAO, T.; YANG, K.; TIAN, L.; YANG, G.; JOSWIAK, D.. Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas. **Theoretical And Applied Climatology**, [s.l.], v. 113, n. 3-4, p.671-682, 12 dez. 2012. DOI 10.1007/s00704-012-0816-6.

KATTEL, Dambaru Ballab; YAO, Tandong; ULLAH, Kalim; RANA, Adnan Shafiq. Seasonal near-surface air temperature dependence on elevation and geographical coordinates for Pakistan. **Theoretical And Applied Climatology**, [S.L.], v. 138, n. 3-4, p. 1591-1613, 19 jun. 2019. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-019-02899-5>.

LANDIM, P. M. B. Sobre geoestatística e mapas. **Terra e Didática**, v.2, n.1, p.19-33, 2006. 10.20396/td.v2i1.8637463.

LIMA, N. G.B de; GALVANI, E.; FALCÃO, R.M. Análise da temperatura do ar no perfil topoclimático do pico da Bandeira, Parque Nacional Alto Caparaó, Brasil, entre as altitudes de 1106 m a 2892 m. IN: VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física. **Anais...Coimbra: Universidade de Coimbra**, 2010.

LIMA, N. G. B. de, MELO, K. C., SANTOS, A. L. G., GALVANI, E. Variação da umidade relativa do ar no Pico das Agulhas Negras, Itatiaia/RJ. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA, 7, 2006. Rondonópolis. **Anais... Rondonópolis: UFMT**, 2006.

LOPES, R. M.; SILVA. C. A. Aspectos topoclimáticos em bacia hidrográfica: estudo de caso na Bacia da UHE Caçu e Barra dos Correios-GO. **Revista Equador**, v. 4, 2015.

LOPES, R.M.; MARIANO, Z, de F.; CABRAL, J. B. P.; MARTINS, A. P. Análise da variação da temperatura na reserva particular do patrimônio natural, Pousada das Araras, em Serranópolis-GO: uma abordagem topoclimática. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, São Paulo, Volume 28, 2014, p. 82-100.

LOPES, L.C.S.; JARDIM, C.H. variações de temperatura e umidade relativa do ar em área urbana e rural durante o segmento temporal de inverno de 2011 em Contagem e Betim (MG). **ACTA Geográfica**, Boa Vista, Ed. Esp. Climatologia Geográfica, 2012. pp.205-221.

LOUW, C.; VAN HEERDEN, J.; OLIVIER, J. The South African fog-water collection experiment: meteorological features associated with water collection along the eastern escarpment of South Africa. **Water SA**, Gezina, v. 24, n. 4, p. 269-280, 1998.

LYRA, G.B., SANTOS, M.J.. SOUZA,. LYRA., SANTOS, M.A dos. Espacialização da temperatura do ar anual no estado de Alagoas com diferentes modelos digitais de elevação e resoluções espaciais. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 21, n. 2, p. 275-287, abr.-jun., 2011

LUCIANO, A. C. dos S.; VALERIANO, M. de M. Devida ao relevo em diferentes períodos, latitudes e condições atmosféricas. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, No 68/5, p. 945-956, Mai/Jun/2016.

LUNDQUIST, J. D.; BOURCY, T.B. **California and Oregon humidity and coastal fog. American Meteorological Society. Disponível em** <https://www.ametsoc.org/index.cfm/ams/search-results/?cx=006604013691433161533%3Aacni8ugxqzym&q=California+and+Oregon+humidity+and+coastal+fog&sa=&cof=FORID%3A11>. Acesso em: 03. Jan. 2021.

ŁUPIKASZA, Ewa; NIEDŰWIEDŰ, Tadeusz. Synoptic climatology of fog in selected locations of southern Poland (1966–2015). **Bulletin Of Geography. Physical Geography Series**, [S.L.], v. 11, n. 1, p. 5-15, 1 dez. 2016. Walter de Gruyter GmbH.

MACHADO, L. A.; GONÇALVES, I.; MAGALHÕES, M. A. N.; ASSIS, W. L. Análise do comportamento térmico e higrício em área do Parque Nacional da Serra do Cipó. In: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Aplicada. **Anais...**Campinas: Unicamp, 2017. p. 449 – 460.

MACHADO, F. L. V.; NERY, F. H.; COELHO, J. P. R.; JARDIM, C. H. Aspectos do clima e paisagem em trecho do Parque Nacional da Serra do Cipó-MG: variações horárias de temperatura e umidade relativa do ar no período de 11 a 13/04/2014. In: XI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica (XI SBCG - IV SPEC - COC UGI MEETING): VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS: ESTADO DA ARTE E PERSPECTIVAS DA INTERAÇÃO SOCIEDADE-NATUREZA, 2014, Curitiba-PR. **Anais...** Curitiba: UFPR, v.1, p.272-283, 2014a.

MACHADO, L. A.; GONCALVES, I.; MAGALHAES, M. A. N.; ASSIS, W. L. Análise do comportamento térmico e higrício em área do Parque Nacional da Serra do Cipó. In: XI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 2014, Curitiba. XI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica. **Anais...** Curitiba: UFPR, v.1. p.449-460, 2014b.

MAGER, S. M.; TREVELYAN, A. M.; WILSON, P. G.; KINGSTON, D. G. Quantifying the amount and incidence of fog at a mid-altitude site in the Saint Mary's Range, Otago, New Zealand. **Journal of Hydrology**: New Zealand, p.107-120, 2016.

MARQUES, D. D.; BRITO, A.U.; CUNHA, A.C.; SOUZA, L.R de. Variação da radiação solar no estado do Amapá: estudo de caso em Macapá, Pacuí, Serra do Navio e Oiapoque no período de 2006 a 2008. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, 127 - 138, 2012.

MARTINS, A. P.; ALVES, W. dos S.; DAMASCENO, C. E. Avaliação de métodos de interpolação para espacialização de dados de temperatura do ar na bacia do Rio Paranaíba – Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 25, p. 444-463, 23 set. 2019. Universidade Federal do Parana. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.64291>.

MARSHALL, S. J., LOSIC, M. Temperature Lapse Rates in Glacierized Basins. **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**, 2011. 1145–1150. doi:10.1007/978-90-481-2642-2632.

MARSHALL, S. J., SHARP, M. J., BURGESS, D. O.; ANSLOW, F. S. (2007). Near-surface-temperature lapse rates on the Prince of Wales Icefield, Ellesmere Island, Canada: implications for regional downscaling of temperature. **International Journal of Climatology**, 27(3), 385–398. doi:10.1002/joc.1396 .

MARZOL, M^a V. SÁNCHEZ, J. L.; YANES, A. Meteorological patterns and fog water collection in Morocco and the Canary Islands. **Erdkunde**, [S.L.], v. 65, n. 3, p. 291-303, 30 set. 2011. Erdkunde. <http://dx.doi.org/10.3112/erdkunde.2011.03.06>.

MATZENAUER, R. RADIN. B.; MALUF, J.R.T.O fenômeno ENOS e o regime de chuvas no Rio Grande do Sul. **Agrometeoros**, Passo Fundo, v.25, n.2, p.323-331, dez 2017.

MCJANNET, D.; WALLACE, J. **Methodology for estimating cloud interception inputs to tropical rainforest**. Black Mountain: CSIRO, 2006. 14 p. (CSIRO Land and Water Science Report 6/6).

MENDONÇA, M.; ROMERO, H.; OPAZZO, D. Análise multiescalar para a compreensão de causas e consequências da variabilidade climática na América do Sul. In: SILVA, C.A.; FIALHO, E.S.; STEINKE, E. **Experimentos em climatologia geográfica**. Dourados, MS: UFGD, 2014.

MILANESI, M. A. **Avaliação do Efeito Orográfico na Pluviometria nas Vertentes Opostas da Ilha de São Sebastião (Ilhabela- SP)**. 2007. 141 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

MILANESI, M.A; GALVANI, E. **Pluviômetro experimental para áreas remotas**. In: GALVANI, E; LIMA, N. G. B. de (ORG.). **Climatologia Aplicada: Resgate aos estudos de casos**. 1. Ed., vol.1.Curitiba: Editora CRV, 2012.

MILANESI, M.A; GALVANI, E. Efeito Orográfico na Ilha de São Sebastião (Ilhabela – SP). **Revista Brasileira de Climatologia**, São Paulo, n°9, jul/dez, p.68-79, 2011.

MILANESI, M. A. **Identificação de Unidades climáticas na Ilha de São Sebastião (SP)**. 2016. 305 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

_____. M. A; ALVES, R. R; GALVANI, E. Comparativo entre instrumentos pluviométricos experimentais e automáticos. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, [S.L.], p. 2251-2261, 2017. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP. <http://dx.doi.org/10.20396/sbgfa.v1i2017.2453>.

MOLINA, J.M.; ESCOBAR, C. M. Fog Collection Variability in the Andean Mountain Range of Southern Colombia. **DIE ERDE** 139 2008, Special Issue. p. 127-140, 2008.

MOLINA, P. C. P.; PÉREZ, J. C. Captación de agua de lluvia y niebla en la época de secas en la ciudad de Xalapa, Veracruz, México. **Ingeniería del Agua**, [S.L.], v. 21, n. 3, p. 153-163, 27 jul. 2017. Universitat Politecnica de Valencia. <http://dx.doi.org/10.4995/ia.2017.5661>.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. **Plano de Manejo:Parque Nacional de Aparados da Serra e Serra Geral**. SOCIOAMBIENTAL-Consultores Associados Ltda. Brasília, BR, 2004.

MONTECINOS, Sonia; CERECEDA, Pilar; RIVERA, Daniela. Fog collection and its relationship with local meteorological variables in a semiarid zone in Chile. **Atmósfera**, [S.L.], v. 31, n. 2, p. 143-153, 1 abr. 2018. Centro de Ciencias de la Atmosfera. <http://dx.doi.org/10.20937/atm.2018.31.02.03>.

MONTEIRO, C.A. F. Análise rítmica em climatologia – problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. **Revista IGUSP**. São Paulo. [s./v.], [s./n.], p. 1-21, 1971.

_____. O clima da região Sul. In: CATALDO, D. M. (Org.). **Geografia do Brasil, Grande Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1963. p. 117-169.

MONTEIRO. M.A. **Caracterização climática do estado de Santa Catarina**: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, Florianópolis, v.16, n.31, p 69-78, jan./jun. 2001.

MONTECINOS, Sonia; CERECEDA, Pilar; RIVERA, Daniela. Fog collection and its relationship with local meteorological variables in a semiarid zone in Chile. **Atmósfera**, [S.L.], v. 31, n. 2, p. 143-153, 1 abr. 2018. Centro de Ciencias de la Atmosfera. <http://dx.doi.org/10.20937/atm.2018.31.02.03>.

MORAES, S.L.; SANTOS, D.D. dos; GALVANI, E. Variação da umidade relativa do ar média e mínima no perfil topoclimático da Trilha Caminhos do Mar (SP). **Anais...Variabilidade e Susceptibilidade climática: Implicações Ecosistêmicas e Sociais: XII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, Goiânia, Goiás. p.2161-2174.

MORA, C. Regime térmico do ar no Alto Vale do Zêzere (serra da Estrela): caso de estudo numa situação anticiclônica. In: **Água e Território: um tributo a Catarina Ramos**. Centro de Estudos Geográficos. IGOT, Universidade de Lisboa. Portugal, p. 295-314, 2019.

MURARA, P. G.; IKEFUTI, P. Análise das precipitações pluviais em Rio do Sul, Santa Catarina. **Geografia Ensino & Pesquisa**, [S.L.], v. 21, n. 3, p. 186, 29 dez. 2017. Universidad Federal de Santa Maria. <http://dx.doi.org/10.5902/2236499425669>.

NERY, J. T.; MARTINS, M. L. F.; SANTANNA NETO, J. L. Variabilidade da precipitação no Brasil Meridional. **Acta Scientiarum Technology** (UEM), Maringá, v. 24, n.6, p.1687-1695, 2002.

NERY, J. T. Dinâmica climática da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, Curitiba, v.1, n.1, p. 61-75, 2005.

NERY, J.T.; CARFAN, A.C. Re-analysis of pluvial precipitation in southern Brazil. **Atmosféra**, Cidade do México, v.27, n.2, p.103-114, 2014.

NIK, W.B.W.; IBRAHIM, M.Z.; SAMO, K.B.; MUZATHIK, A.M. Monthly mean hourly global solar radiation estimation. **Solar Energy**. 86, 2012, p.379-387.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE/SUPREN, 1989.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). **El Niño - Southern Oscillation (ENSO)**. 2016. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/pr277ecip/CWlink/MJO/enso.shtml>>. Acesso em: 20 de dezembro de 2020.

NYAGA, J. M.; NEFF, J. C.; CRAMER, M. D. The Contribution of Occult Precipitation to Nutrient Deposition on the West Coast of South Africa. **Plos One**, [S.L.], v. 10, n. 5, p. 1-21,

27 maio 2015. **Public Library of Science** (PLoS).
<http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0126225>.

OGLIARI, P.S; ANDRADE, D.F. de. **Estatística Básicas para as ciências Agronômicas e Biológicas**: Noções de Experimentação. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2005.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; TERASSI, P. M. B; GOIS, G. Estudo da Circulação dos Ventos na Baía de Guanabara/RJ, entre 2003 e 2013. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, n. 2, p. 59-80, 2017.

_____, J.F.de; SOUZA, J.C.S.; DIAS, F. O. GOIS, G.; GONÇALVES, I.F.S.; SILVA, M. S.da. Caracterização do Regime de Vento no Município de Seropédica, Rio de Janeiro (2001-2010). **Floresta e Ambiente**, 20 (4), 2013, p. 447-459.

OLIVEIRA, D. E. ; FERREIRA. C.C.M.; Estimativa da distribuição do balanço de radiação global na bacia hidrográfica do rio Paraíbuna, MG/RJ, e suas correlações com atributos do meio físico. In: Semana de Geografia e Seminário da Pós-Graduação em Geografia, n. 15 e 2, Novembro de 2013. **Anais...** Juiz de Fora: UFJF, 2013.

OLIVEIRA, D.E. de; ASSIS, D. C. de; FERREIRA, C. de C. MARTINS. Definição de unidades climáticas para a bacia hidrográfica do Rio Paraibuna, MG/RJ. IN...Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 2014, Curitiba/PR. **Anais...**Curitiba/PR: Universidade Federal do Paraná, 2014.p. 1-12.

OLIVEIRA, D. E.de; ASSIS, D. C. de; PIMENTEL, F. de O.; FERREIRA, C. de C. Ma.. ASPECTOS TOPOCLIMÁTICOS DA SERRA DE ITATIAIA – UM ESBOÇO PARA AS VERTENTES DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PRETO, MG/RJ. **Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental**, [S.L.], v. 7, n. 1, p. 235, 19 fev. 2018. Universidade do Sul de Santa Catarina - UNISUL. <http://dx.doi.org/10.19177/rgsa.v7e12018235-252>.

_____, D.E.de; ASSIS, D.C.de; PIMENTEL, F.de O; FERREIRA, C. de C. M; Aspectos topoclimáticos da Serra de Itatiaia – um esboço para as vertentes da bacia hidrográfica do rio preto, MG/RJ. **Revista Gestão e Sustentabilidade Ambiental**, Florianópolis, v. 7, n. 1, p. 235-252, jan./mar. 2018.

OLIVIER, J. Fog-water harvesting along the West Coast of South Africa: A feasibility study. **Water SA** Vol. 28 No. 4 October 2002.

OLIVIER, J.; RAUTENBACH, C.J de. The implementation of fog water collection systems in South Africa. **Atmospheric Research**, [S.L.], v. 64, n. 1-4, p. 227-238, set. 2002. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0169-8095\(02\)00094-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0169-8095(02)00094-7).

PAULA, N. F. de.; PUHALES, F. S.; ANABOR, V.; PIVA, E. dal; Na. E. de L. Características meteorológicas médias associadas a nevoeiro de radiação em Santa Maria–RS. **Ciência e Natura**, Santa Maria v.37 n.3, 2015, Set.- Dez. p. 613 – 624.

PAULA, N. F. de; PUHALES, F. S.; SILVA, G. G.; MINTEGUI, J. M.; ANABOR, V.; PIVA, E. dal; COSTA, F. D. AVALIAÇÃO DE DIFERENTES ESQUEMAS DE CAMADA LIMITE PARA SIMULAÇÃO E PREVISÃO DE EVENTOS DE NEVOEIRO NO RIO

GRANDE DO SUL. *Ciência e Natura*, [S.L.], v. 39, n. 2, p. 451, 23 maio 2017. Universidad Federal de Santa Maria. <http://dx.doi.org/10.5902/2179460x25940>.

PAULO, M.L.S.; QUINA, R.R.Q.; ALVES, R. de S.; FIALHO, E.S. A Influência da Altimetria Na Variação Térmica ao longo do Percurso Ponte Nova/Ubá, na Zona Da Mata Mineira, Associada a diferentes tipos de Sistemas Sinóticos. **Anais. X Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, Curitiba, 2014, p.748-758.

_____. M. L. S; ALVES, R.de S. Variação termo-higrométrica nos meses de verão ao longo do percurso Ponte Nova-Ubá, na zona da Mata mineira. **Revista de Ciências Humanas**, Viçosa, v. 15, n. 2, p. 381-396, jul./dez. 2015.

PAIVA, R. G; SILVEIRA, H.; BALDO, M. C. Variação espacial da temperatura média na escala topoclimática nos municípios de São Carlos do Ivaí e Florai-PR. **Boletim de Geografia**, [s.l.], v. 29, n. 1, p. 147-161, 24 fev. 2012. DOI: 10.4025/bolgeogr.v29i1.8482.

PATRÍCIO, M. do S; GONÇALVES, A. C.; DAVID, J. S. - Intercepção horizontal do nevoeiro pela vegetação. **Silva Lusitana**. ISSN 0870-6352. 6:2, 1998, p. 247-256. Disponível em: < <https://bibliotecadigital.ipb.pt/handle/10198/3888>>. Acesso em: 05 de set. 2016.

PELLEGATTI, C. H. G.; GALVANI, E. Avaliação da precipitação na Serra do Mar - SP eventos de diferentes intensidade e duração. **Geosp**, São Paulo, v. 13, n.27, p. 132-148, 2010.

PHAN, T.; KAPPAS, M.; TRAN, T. Land Surface Temperature Variation Due to Changes in Elevation in Northwest Vietnam. **Climate**, [s.l.], v. 6, n. 2, p.28-47, 13 abr. 2018. DOI: 10.3390/cli6020028.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478p.

PEREIRA, C. R.; VALCARCEL, R.; BARBOSA, R. S. Quantificação da chuva oculta na Serra do Mar, Estado do Rio de Janeiro. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 26, n. 4, p. 1061-1073, out.-dez., 2016.

PEPIN N, Bradley RS, Diaz HF, et al. (2015) Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change* 5(5) 424-430, 2015. DOI: 10.1038/nclimate2563.

PEPIN, N., D. BENHAM, and K. TAYLOR, 1999: Modeling lapse rates in the maritime uplands of northern England: Implications for climate change. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 31, 151–164, 1999.

PEZZOPANE, J. E. M.; SANTOS, E. A.; ELEUTÉRIO, M. M., REIS, F. dos.; SANTOS, A. R., dos. Espacialização da temperatura do ar no Estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 12, n. 1, p. 151-158, 2004.

PLATENIK, José Eduardo Gonçalves; FRANÇA, Gutemberg Borges; PEREIRA NETO, Antonio Vicente; SILVA, Ricardo Marcelo da; ALMEIDA, Vinícius Albuquerque de.

Previsão de Nevoeiro Utilizando Multicritérios Baseados em Simulações do Modelo WRF para o Aeroporto Internacional Afonso Pena. Anuário do Instituto de Geociências, [S.L.], v. 43, n. 4, p. 376-383, 18 dez. 2020. Instituto de Geociências - UFRJ. http://dx.doi.org/10.11137/2020_4_376_383.

PRADA, S.L.R.N.O potencial hídrico do nevoeiro na ilha da Madeira. In: A. **Rodriguez Lorenzo (Coord.)**, Concepção e acompanhamento de estações de recolha de água: captura de água atmosférica p.231-241. Santa Cruz de Tenerife: Fundación Global Nature. 2008.

_____. Potencial do Nevoeiro como Recurso Hidrológico. In: Veiga da Cunha, Serra, Vieira da Costa, Ribeiro, Proença de Oliveira, ed. “**Reflexos da Água**”. Livro do 30º Aniversário da Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, APRH: 60-61. 2008b

_____. Aprender Madeira. **Precipitação Oculta**. Portugal. 2016. Disponível em: <<http://aprendermadeira.net/precipitacaooculta/>>. Acesso em: 05. Out. 2016.

_____. SEQUEIRA, M.M.; FIQUEIRA, C.; SILVA, M.O da. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (PORTUGAL). **Agricultural and Forest Meteorology** 149 p. 1179–1187, 2009.

PRADA, Susana; SILVA, Manuel da. Fog precipitation on the Island of Madeira (Portugal). **Environmental Geology**, [S.L.], v. 41, n. 3-4, p. 384-389, 1 dez. 2001. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s002540100403>.

QUERINO, C. A. S.; BIUDES, M. S.; MACHADO, D.G.; QUERINO, J. A da S.; SANTOS NETO, L. A.; SILVA, M. J. G.; ARRUNA, P.; NOGUEIRA, J. Balanço de ondas curtas sobre floresta sazonalmente alagável do Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 13, v. 20, 2017. p.252-266.

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185-204, 2010.

REBOITA, M.S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, 8(1): 34-50, 2012.

RIBEIRO, A. G. As escalas do Clima. **Boletim de Geografia Teórica**. Vol.23(45-46).1993.

RIEHL, H. **Introduction to the atmosphere**. International student edition. Tokyo, 1965.

RITTER, A.; REGALADO, C. M.; ASCHAN, G.. Fog Water Collection in a Subtropical Elfin Laurel Forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based impaction model. **Journal Of Hydrometeorology**, [S.L.], v. 9, n. 5, p. 920-935, 1 out. 2008. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/2008jhm992.1>.

RITTER, A., REGALADO, C. M., ASCHAN, G., GÓMEZ, L. A. **Contribución hídrica de la captación de niebla al balance de un bosque de Laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay. Estud. la Zo.** No Saturada del Suelo VII, 351–358.(2005).

RITTER, Axel; REGALADO, Carlos; GUERRA, Juan. Quantification of Fog Water Collection in Three Locations of Tenerife (Canary Islands). **Water**, [S.L.], v. 7, n. 12, p. 3306-3319, 26 jun. 2015. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w7073306>.

ROCKETT, G. C; TELLES, P, BARBOZA, E.G; GRUBER, S; SIMÃO, C. E. Análise espaço-temporal dos ventos no extremo norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 44 (2): 203-219, maio./ago. 2017. 203-220.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.22, n. 2, p. 135-151, 2004.

ROLLAND, C. Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. **American Meteorological Society**, v.15 p.130-144. 2002.

ROSS, J. L. S. Relevô Brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista Do Departamento De Geografia**, 4, 25-39. 2011. <https://doi.org/10.7154/RDG.1985.0004.0004>.

ROSS, J. L. S.(org.). Os fundamentos da geografia da natureza. In: ROSS, J. L.S. **Geografia do Brasil**. 6. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2014. Cap. 1. p. 11-63.

ROSSATO. M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 2011. 253 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

SARTORI, M. G. B. **O Vento Norte**. Santa Maria: Editora DR Publicidade, 2016.

SARTORI, M. D. B. A dinâmica do clima no Rio Grande do Sul: indução empírica e conhecimentos científicos. **Terra Livre**, São Paulo, Ano 19, vol. I, n. 20, p. 27-49,jan./jul. 2003.

SANTABÀRBARA, J. M.; CALBÓ, J. BALDASANO, J. M. ESTEVE, J. MITJA. A. Month-to-Month variation of Global Solar Radiation in Catalonia (Spain). **International Journal of Climatology**, Vol. 16, 1996. p. 711-721.

SANTOS, D.D dos; MORAES, S. L de; GALVANI, E. Variação da temperatura do ar média, mínima e máxima no perfil topoclimático da Trilha Caminhos do Mar (SP). **Revista Equador: Teresina, PI**. Vol. 5, Nº 5, 2015. p.01 – 19.

SANTOS, P.G.S. dos; QUERINO, C. A. S.; ARAÚJO, V.A.de. Radiação solar global diária para o município de Humaitá – AM estimada pelo modelo de Bristow e Campbell. **Revista EDUCamazônia** - Educação Sociedade e Meio Ambiente, Ano 10, Vol XX, Número 1, Jan-Jun, 2018, Pág. 173 – 185.

SANTOS, C. B. Características da formação de nevoeiro para Curitiba – Fase II. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** São José dos Campos: INPE.CPTEC, , 2004. v. 12, 7 p

SERAFINI JÚNIOR, S.; ALVES, R. R. Miniabrigos meteorológicos: comparação e análise estatística para avaliação de eficiência. *GEOUSP – Espaço e Tempo (Online)*, São Paulo, v. 18, n. 1, 2014, p. 198-210.

SECRETARIA DE ENERGIA, MINAS E COMUNICAÇÕES. **Atlas Eólico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 2002. Disponível em <<http://www.seinfra.rs.gov.br/index.php?menu=atlaseolico>>. Acesso em: 14. Set. 2016.

SERAFINI JUNIOR, S.; GALVANI, E.; LIMA, N. A. G. B.; ALVES, R. R. **Adequação da escala climatológica na análise climática para planos de manejo**: o Parque Estadual Intervales como estudo de caso. In: Emerson Galvani; Nádia Gilma Bezerra de Lima. (Org.). *Climatologia aplicada: resgate aos estudos de caso*. 1ed. Curitiba: Editora CRV, 2012, v. 01, p. 43-54.

SHIMAKURA, S.E. Coeficiente de determinação. 2006. Disponível em: <http://leg.ufpr.br/~silvia/>. Acesso em: 27 de outubro de 2020.

SHERIDAN, P. F., VOSPER, S. B.; BROWN, A. R. . Characteristics of cold pools observed in narrow valleys and dependence on external conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(679), 715–728, 2013. doi:10.1002/qj.2159.

SHEN, Y.-J; SHEN, Y; GOETZ, J.; BRENNING A. Spatial-temporal variation of near-surface temperature lapse rates over the Tianshan Mountains, central Asia, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2016. 121, 14,006–14,017, doi:10.1002/2016JD025711.

SCHEMENAUER, R. S.; CERECEDA, P. The quality of fog water collected for domestic and agricultural use in Chile. *Journal of Applied Meteorology*. Volume 31. p. 275-290, 1992.

SCHEMENAUER, R. S. CERECEDA, P. A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v. 33, n. 11, p. 1313- 1322, Nov. 1994.

SERRA, A, *Climatologia do Brasil: Nevoeiros e orvalho. Boletim Geográfico*. Janeiro: IBGE, v.256, n. 36, p.118-156, jan/mar.,1978.

SILVA, A. N. da; WOLLMANN, C. Arthur; HOPPE, I. L.. PERFIL TOPOCLIMÁTICO DO CERRO DO BOTUCARAÍ, EM CANDELÁRIA/RS, DE ABRIL E MAIO DE 2016. *Ciência e Natura*, [S.L.], v. 39, p. 09-26, 29 nov. 2017. Universidad Federal de Santa Maria. <http://dx.doi.org/10.5902/2179460x26916>.

SILVA, E. R.; SILVA, Maria Elisa Siqueira. MEMÓRIA DE EVENTOS ENOS NA PRECIPITAÇÃO DA AMÉRICA DO SUL. *Geography Department University Of Sao Paulo*, [S.L.], v. 30, p. 34-55, 15 dez. 2015. Universidade de Sao Paulo, Agencia USP de Gestao da Informacao Academica (AGUIA). <http://dx.doi.org/10.11606/rdg.v30i0.96077>.

SILVA, M. R; JARDIM, C. H. Influência da Topografia e Uso da Terra na Variação dos Elementos Climáticos em Belo Horizonte, Ibirité, Sete Lagoas e Conceição do Mato Dentro – MG: O Segmento Temporal Entre 11 a 23/09/2016. *Revista do Departamento de Geografia*,

Volume Especial: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia – Eixo 3, p.48-57, 2017.

SIZIRICI, Banu. Dew, Fog and Rain Collector in a Hyper-arid Climate: case study in abu dhabi. E3S Web Of Conferences, [S.L.], v. 122, p. 01006, 2019. EDP Sciences. <http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/201912201>.

SOBRAL, B. S.; OLIVEIRA JÚNIOR, J.F.de; GOIS, G. de; TERASSI, P. M. de B. PEREIRA, C.R. Regime de Vento na Serra do Mar - Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 441-451, 2018.

SOTO, G. CAPTACIÓN DE AGUA DE LAS NIEBLAS COSTERAS (CAMANCHACA), CHILE. In. **Manual de Captación y Aprovechamiento del Agua de Lluvia: EXPERIENCIAS EN AMÉRICA LATINA**. Santiago: Chile, p. 131-162, 2000.

SPAHIĆ, M. Microclimate and (or) topoclimate - representation of climate factors in defining the climate elements. **Acta geographica Bosniae et Herzegovinae**. V.9, p. 17-26, 2018, 9.

SPINK, A. J.; PARSONS, A. N. A design for an occult precipitation collector. **Atmospheric Environment**. Part A. General Topics, 24(8) 2263–2266, 1990. doi:10.1016/0960-1686(90)90258-o.

TALAIA, M.; VIGÁRIO, C. **Temperatura de ponto de orvalho: um risco ou uma necessidade**. Geografia, Cultura e Risco. (Org) LORENÇO, L. Imprensa da Universidade federal de Coimbra. p. 179-197, 2018.

TANG, Z; FANG, J. Temperature variation along the northern and southern slopes of Mt. Taibai, China. *Agricultural and Forest Meteorology* 139, p. 200–207, 2006.

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. **Unidades climáticas da cidade de São Paulo: 1ª aproximação**. Atlas Ambiental do Município de São Paulo, Fase I: Diagnósticos e bases para a definição de políticas públicas para as áreas verdes no município de São Paulo. Universidade Federal de São Paulo - USP, 86f. 2000.

TERASSI, P. M. de B.; GALVANI, E. O efeito orográfico da Serra do Mar e o potencial erosivo das chuvas nas bacias hidrográficas do Ribeira e Litorânea – Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 13 – Vol. 21 – JUL/DEZ 2017, p. 327-345.

TERASSI, P. M. de B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. de; GALVANI, E.; CORREIA FILHO, W. L. F.; GOIS, G. de; SOBRAL, B. S.; BIFFI, V. H. R. REGIME DE VENTOS EM CURITIBA E PARANAGUÁ, PARANÁ. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 25, p. 294-318, 17 ago. 2019. Universidade Federal do Parana. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.65645>.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1984. p. 374.

VALIENTE, J. A.; ESTRELA, M. J.; CORELL, D.; FUENTES, D.; VALDECANTOS, A.; BAEZA, M. J.. Fog water collection and reforestation at a mountain location in a western Mediterranean basin region: air-mass origins and synoptic analysis. **Erdkunde**, [S.L.], v. 65, n. 3, p. 277-290, 30 set. 2011. Erdkunde. <http://dx.doi.org/10.3112/erdkunde.2011.03.05>

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, 2005.

VIANELLO, R. L. ALVES, A. R.; **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991.

VIDE, J. M. **Fundamentos de Climatologia Analítica**. Madrid: Sínteses, 1999.

VITASSE, Y.; KLEIN, G.; KIRCHNER, J. W.; REBETEZ, M. Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland. **Theoretical And Applied Climatology**, [S.L.], v. 130, n. 3-4, p. 1073-1083, 23 set. 2016. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-016-1944-1>.

WAHRLICH, J; SILVA, F. A. da; CAMPOS, C. G. C; RODRIGUES, M. L. G. Characterization of the predominant wind speed and direction in Santa Catarina, Brazil. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 14 – Vol. 23 – JUL/DEZ 2018. p. 356-373.

WANG, G.; ZHAO, M.; KANG, M.; XING, K.; WANG, Y.; XUE, F.; CHEN, C. Diurnal and seasonal variation of the elevation gradient of air temperature in the northern flank of the western Qinling Mountain range, China. **Journal Of Mountain Science**, [s.l.], v. 14, n. 1, p. 94-105, jan. 2017. DOI: 10.1007/s11629-016-4107-z.

WEISS, S.B. **Topoclimate and Microclimate in the Monarch Butterfly Biosphere Reserve**. In: XXX World Wildlife Fund, 2005.

WHITEMAN, C. D. **Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications**, 355 pp., Oxford Univ. Press, New York, 2000.

WMO. World Meteorological Organization. WMO. **Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors**. N.407, Geneva, Switzerland, 1975.

_____. World Meteorological Organization. WMO. **International Meteorological Vocabulary**. N.182. Ginebra, Suíza, 1992.

_____. Wind measurements: Potential wind speed derived from wind speed fluctuations measurements, and the representativity of wind stations (J.P. van der Meulen). In: Proceedings of the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2000); 2000; Geneva. Geneva; 2000. Instruments and Observing Methods Report n°.74, WMO/TD-n. 1028, p. 72.

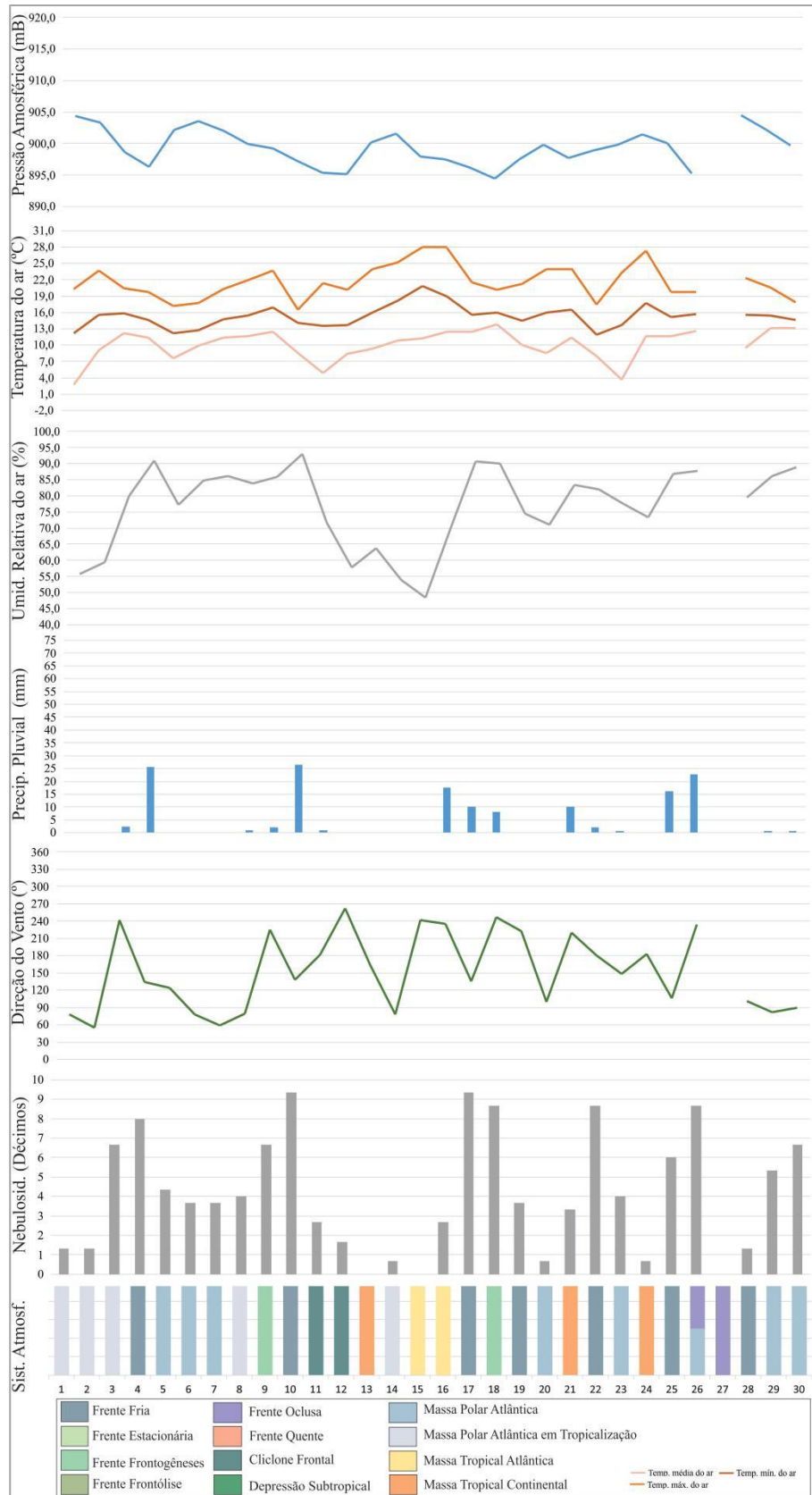
WOLLMANN, C. A.; GALVANI, E. Caracterização climática regional do Rio Grande Do Sul: dos estudos estáticos ao entendimento da gênese. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 11, n. 8, p. 87-103, 31 dez. 2012. Universidade Federal do Parana. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v11i0.28586>.

WREGGE, M.S.; STEINMETZ, S.; REISSER JÚNIOR, C.; ALMEIDA, I.R. **Atlas Climático da Região Sul do Brasil: Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. Pelotas: Embrapa Clima Temperado; Colombo: Embrapa Florestas, 2011. 336 p.

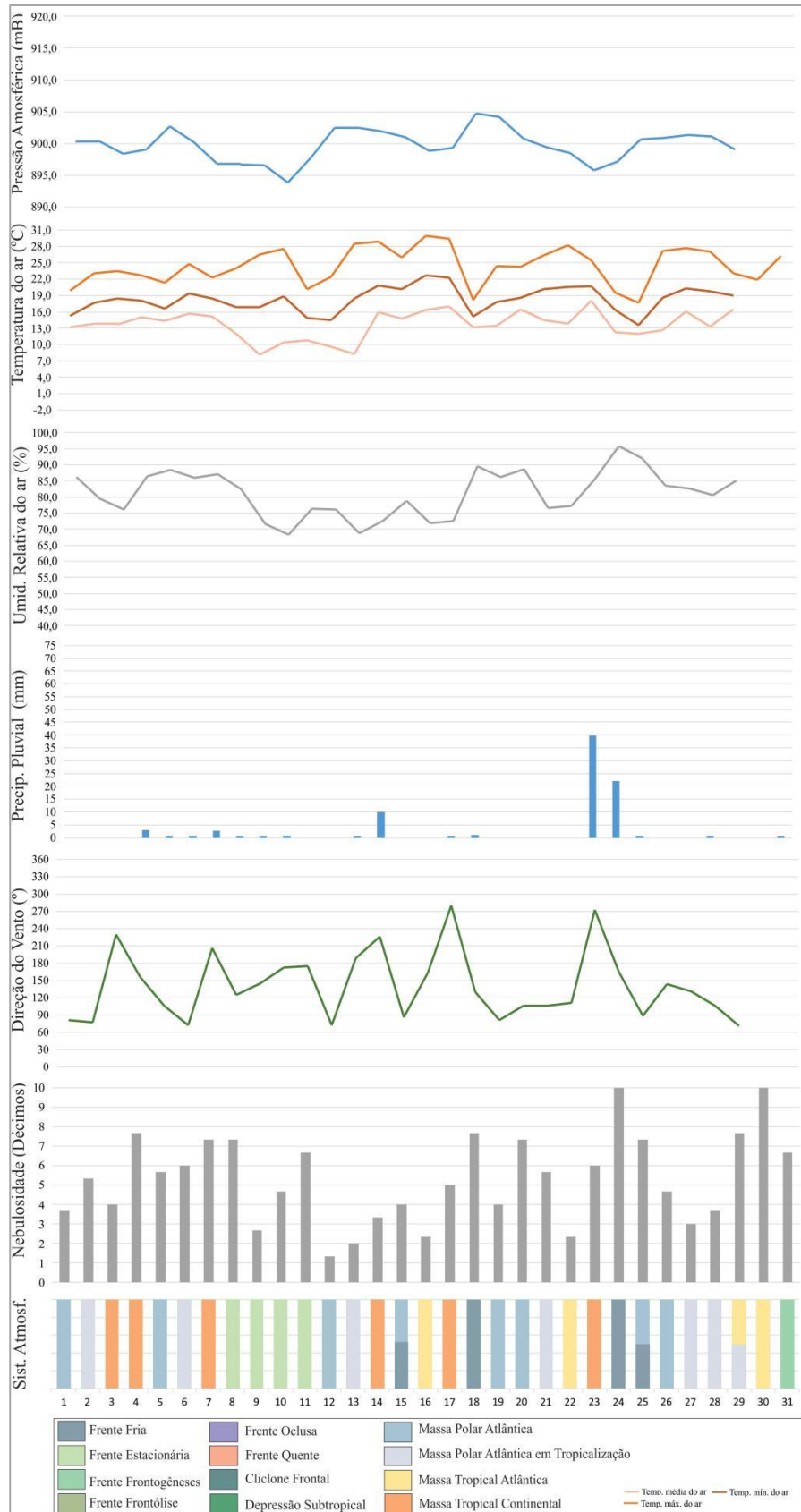
ZAVATTINI, J.A; BOIN, M.N. **Climatologia Geográfica: Teorias e Práticas de Pesquisa**. Campinas: EditoraAlínea, 2013.

XUE, F. JIANG, Y.; WANG, M.; DONG, M.; DING, X.; YANG, X.; KANG, M. Temperature and thermal growing season variations along elevational gradients on a sub-alpine, temperate China. **Theoretical And Applied Climatology**, [S.L.], v. 140, n. 1-2, p. 15-24, 18 dez. 2019. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-019-03067-5>.

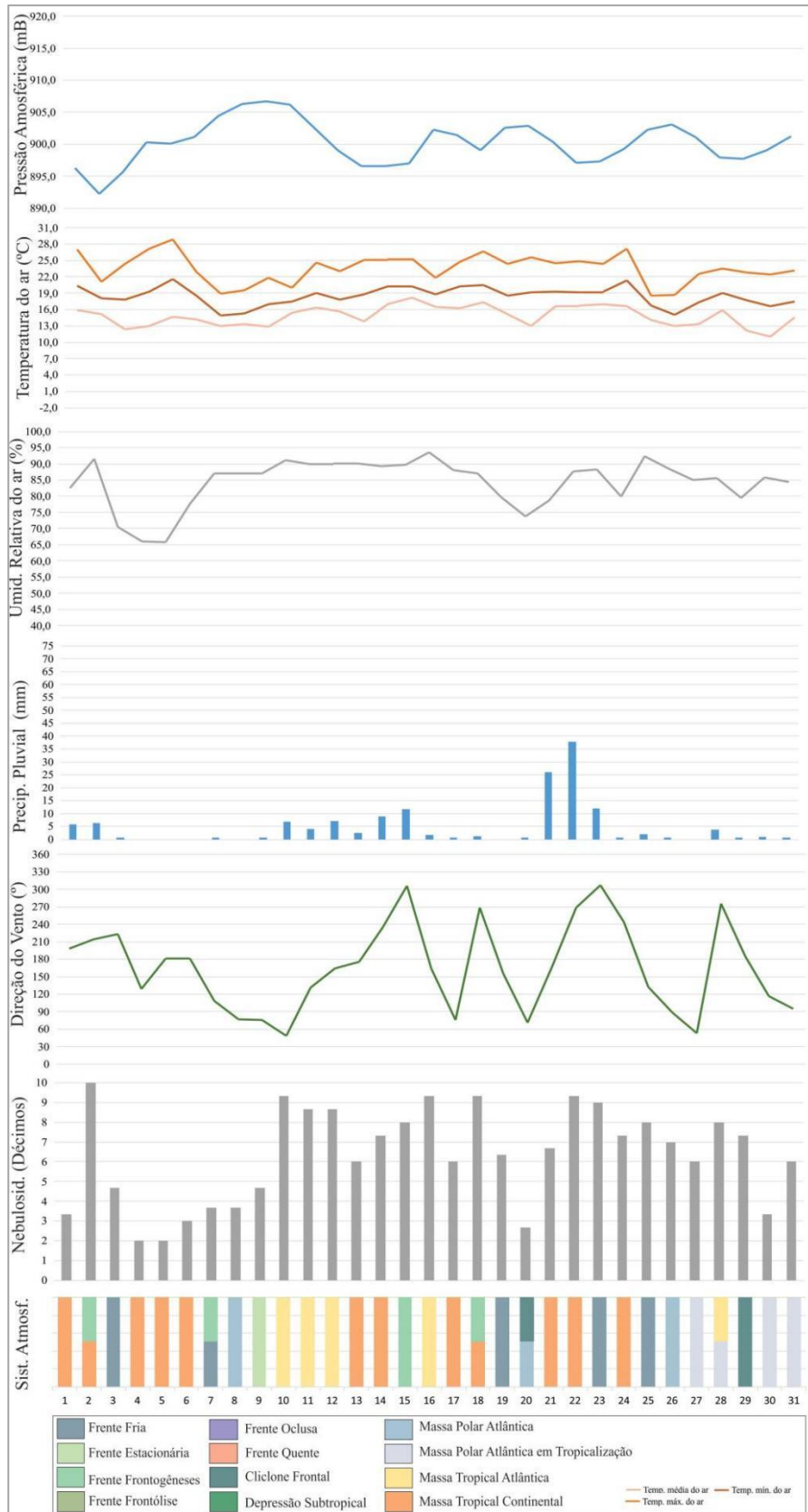
ANEXO 01 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de novembro de 2017 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



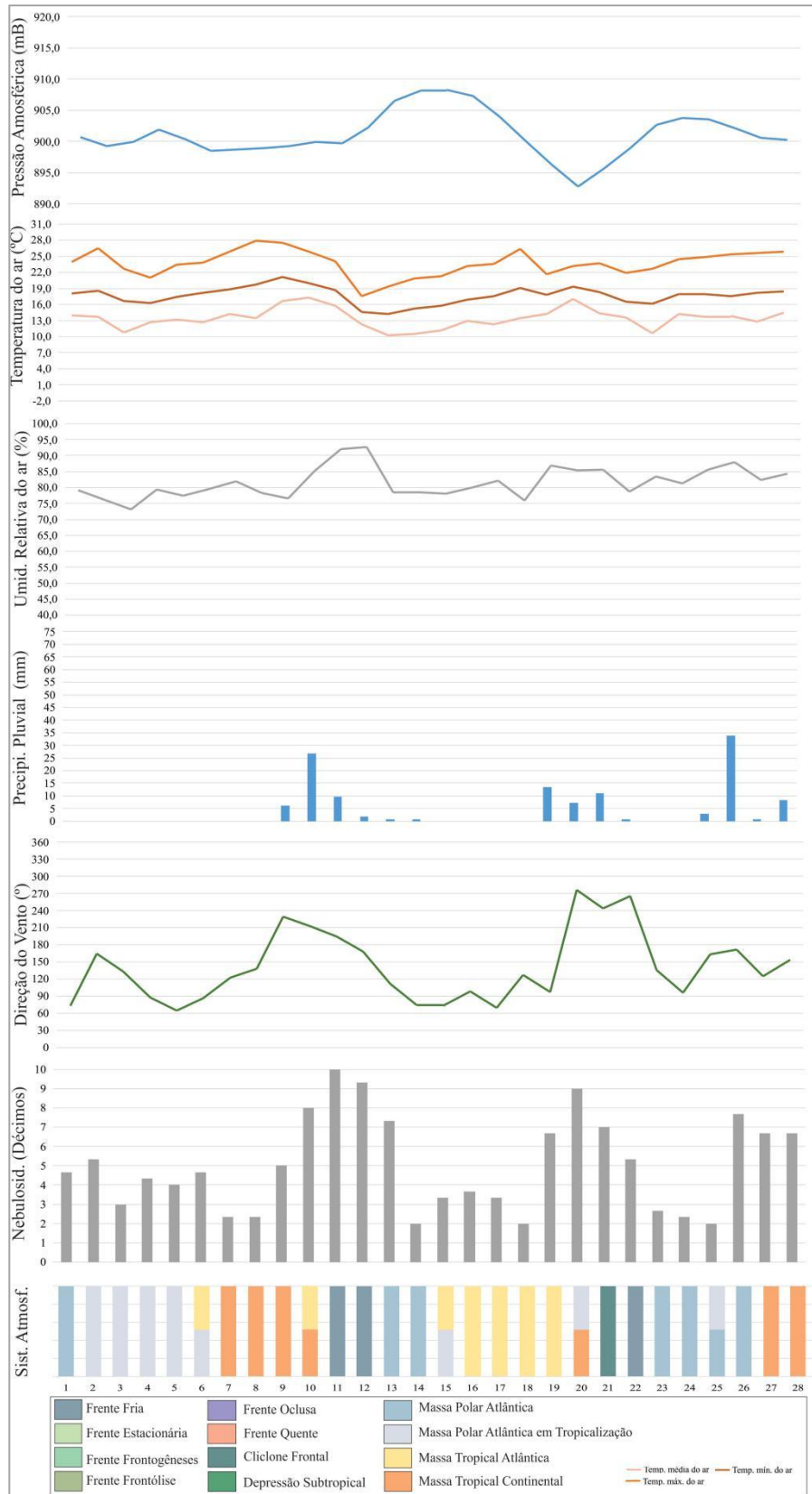
ANEXO 02 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de dezembro de 2017 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



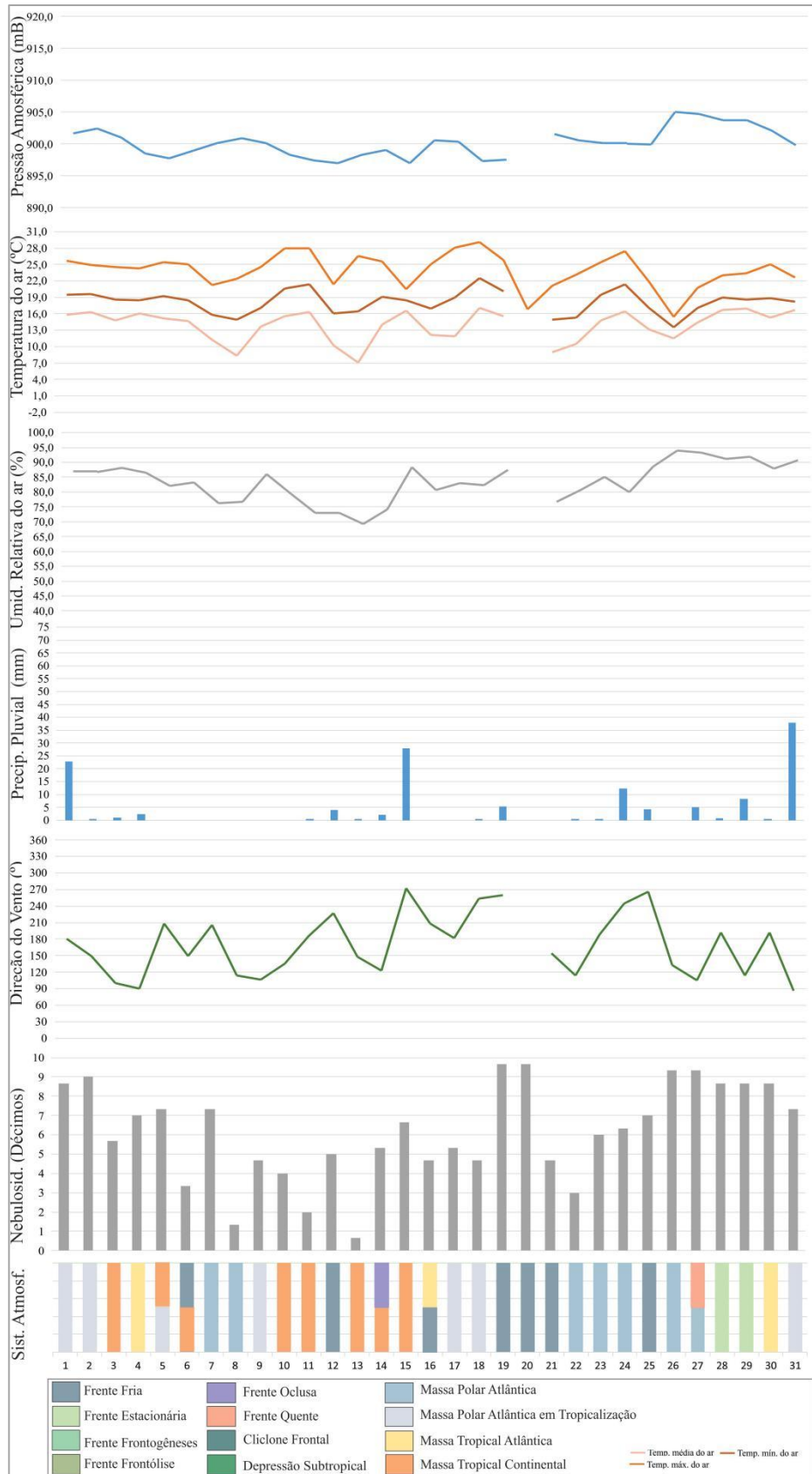
ANEXO 03 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de janeiro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



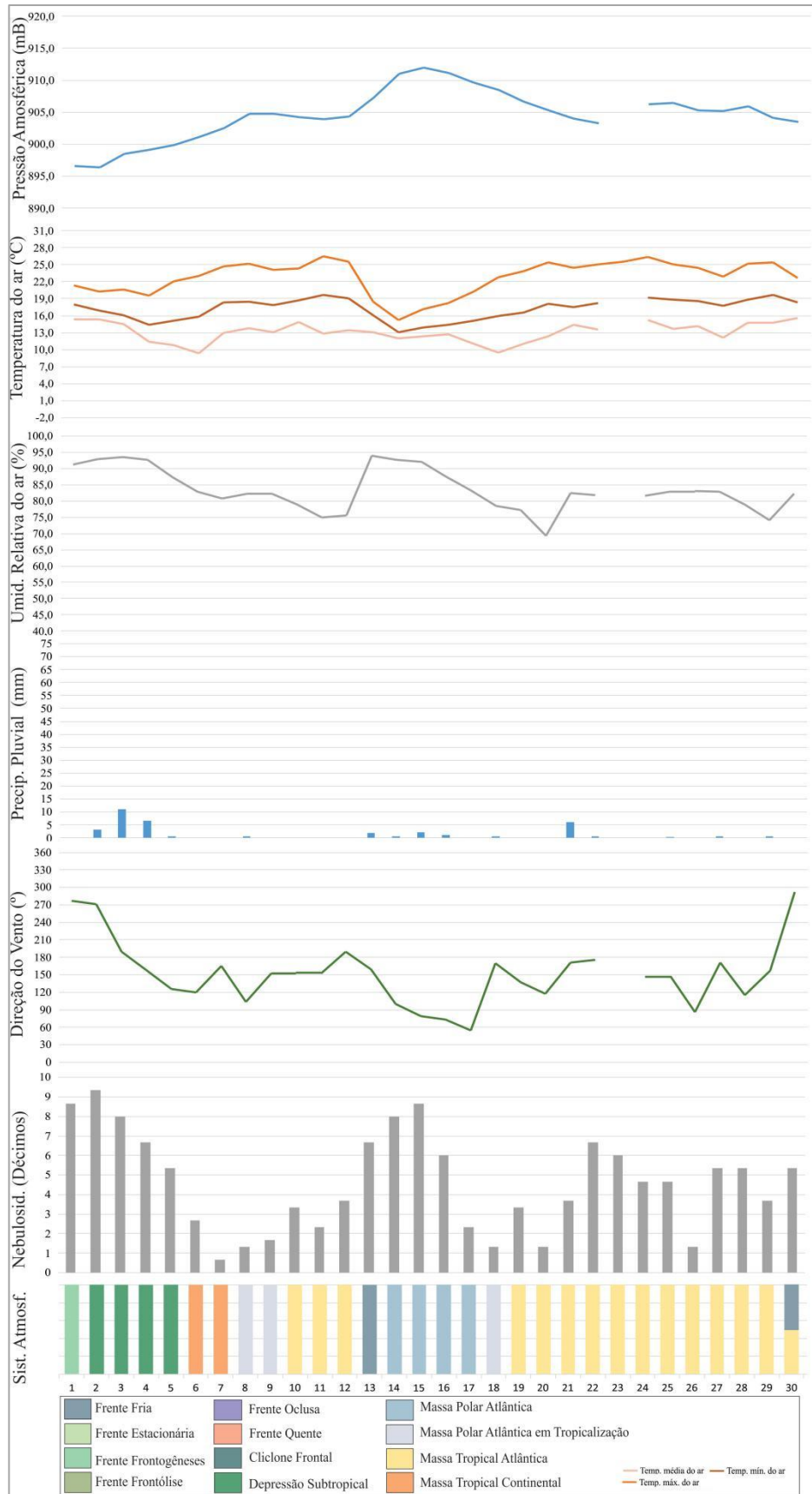
ANEXO 04 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de fevereiro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



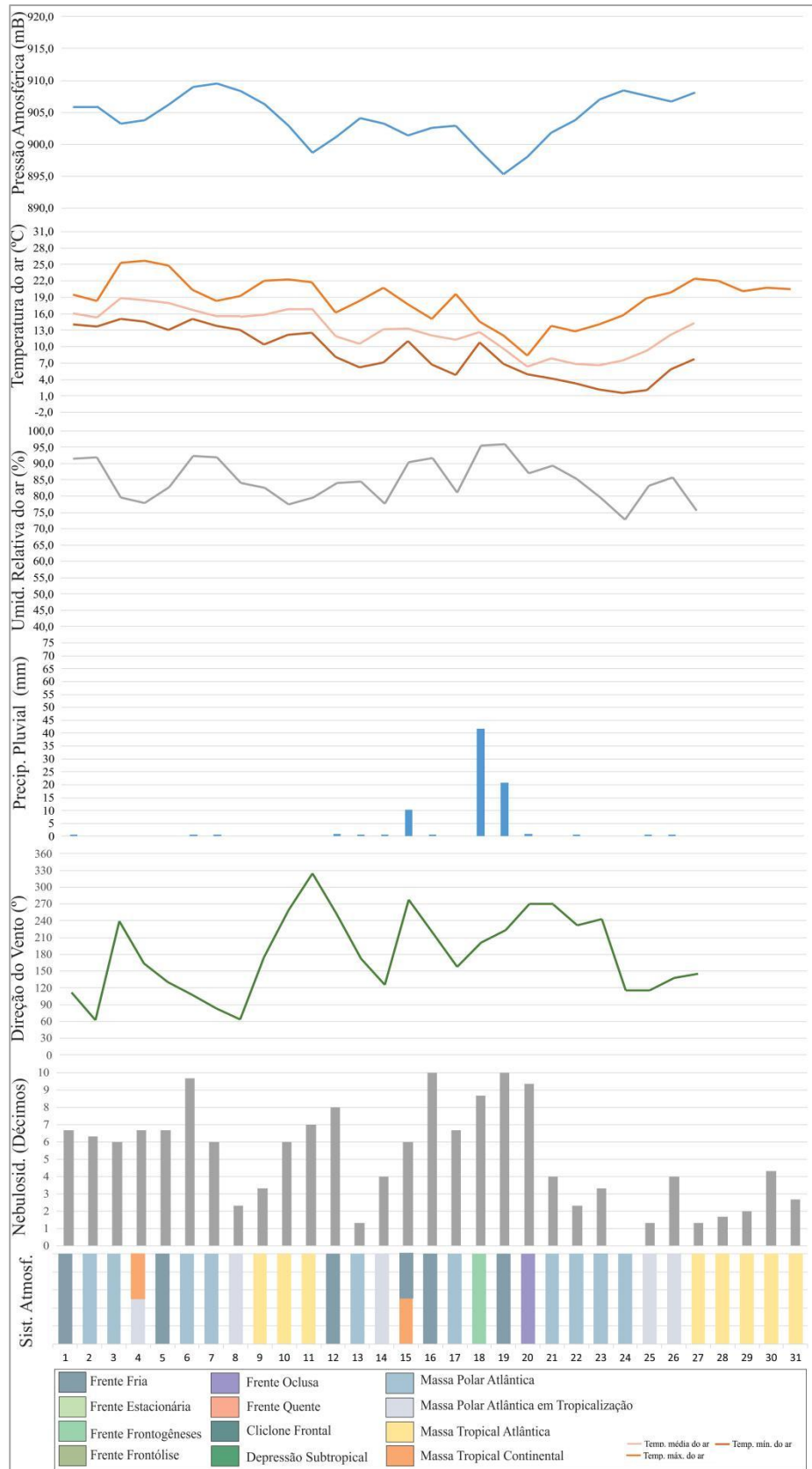
ANEXO 05 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de março o de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



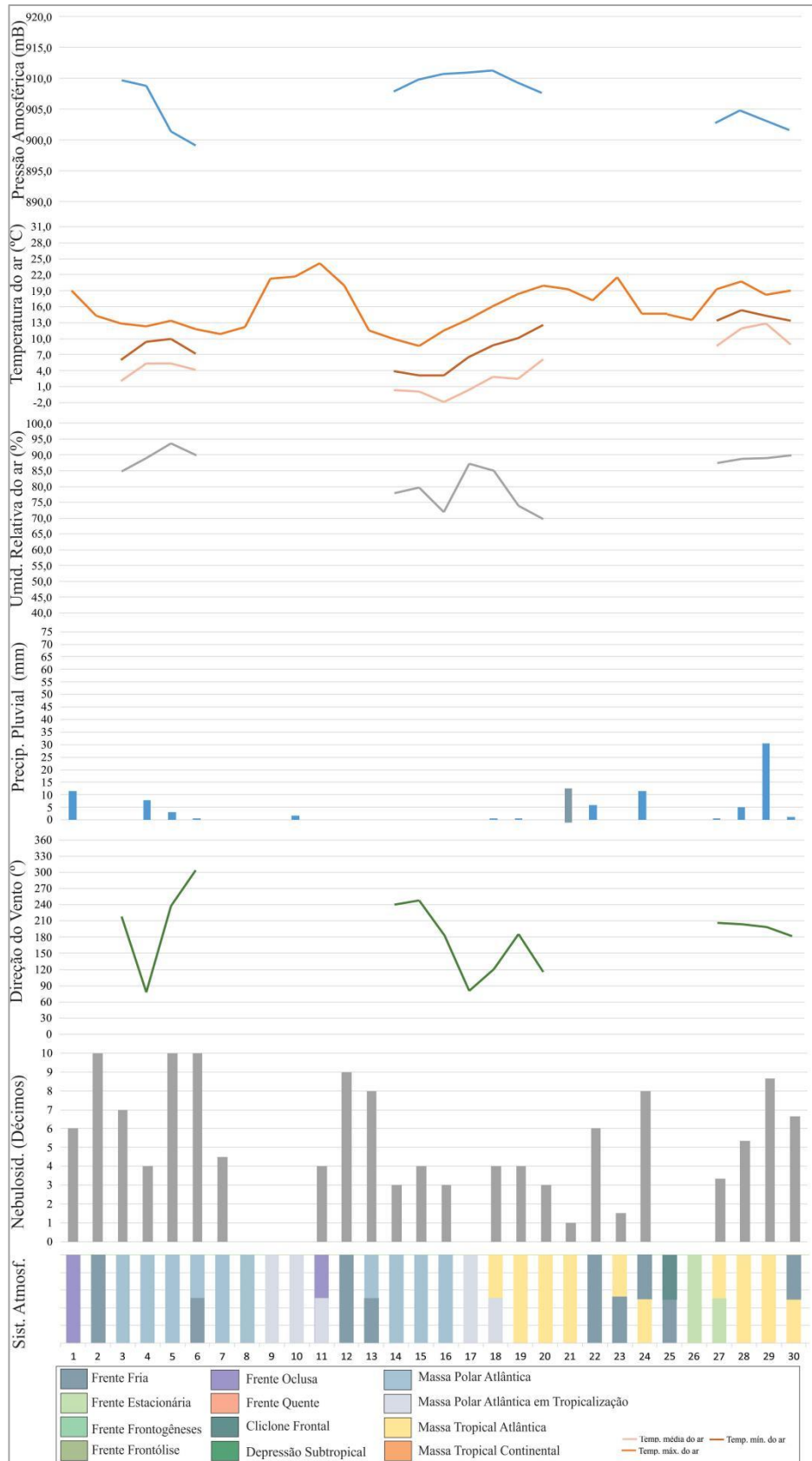
ANEXO 06 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de abril de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



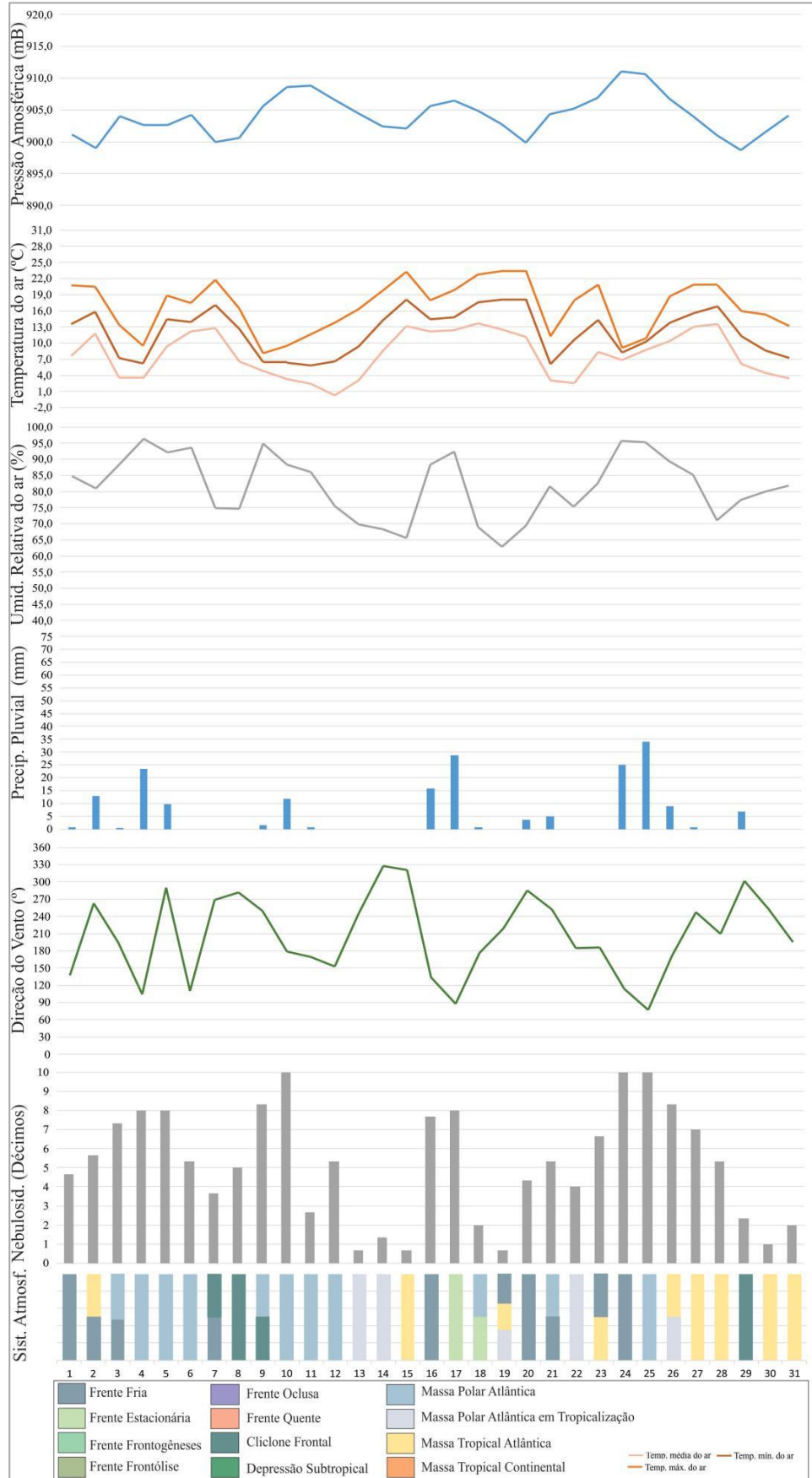
ANEXO 07 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de maio de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



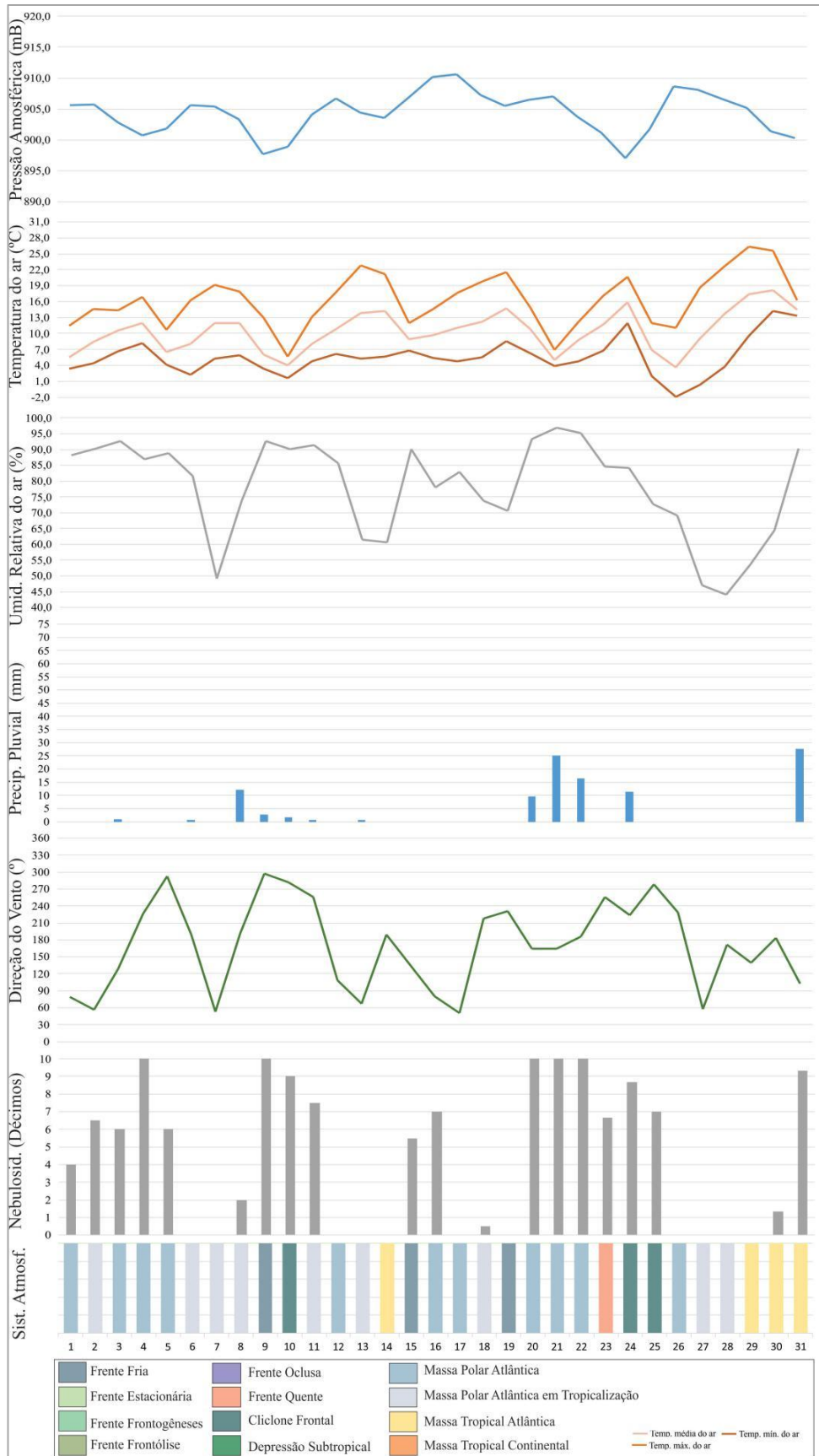
ANEXO 08 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de junho de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



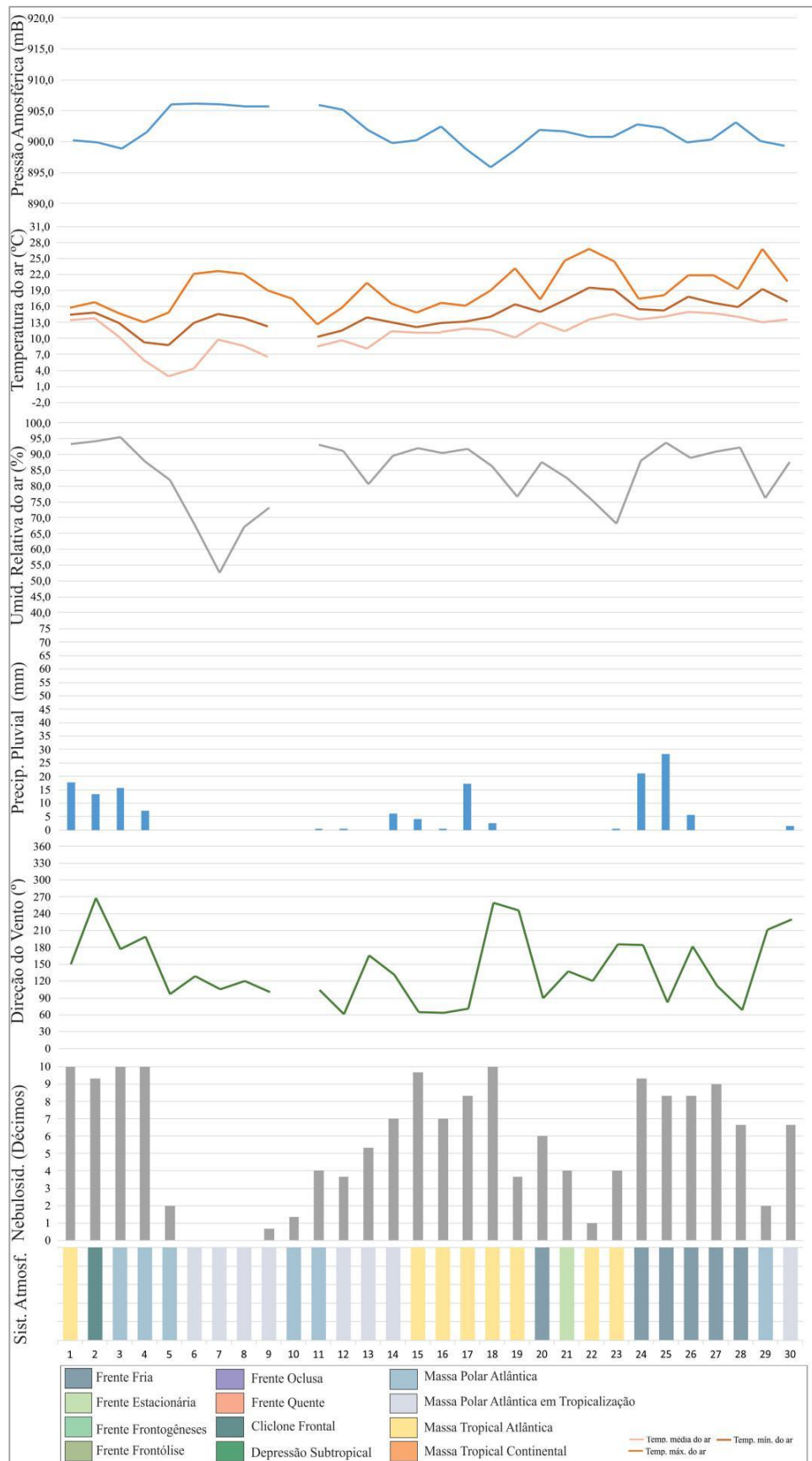
ANEXO 09 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de julho de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



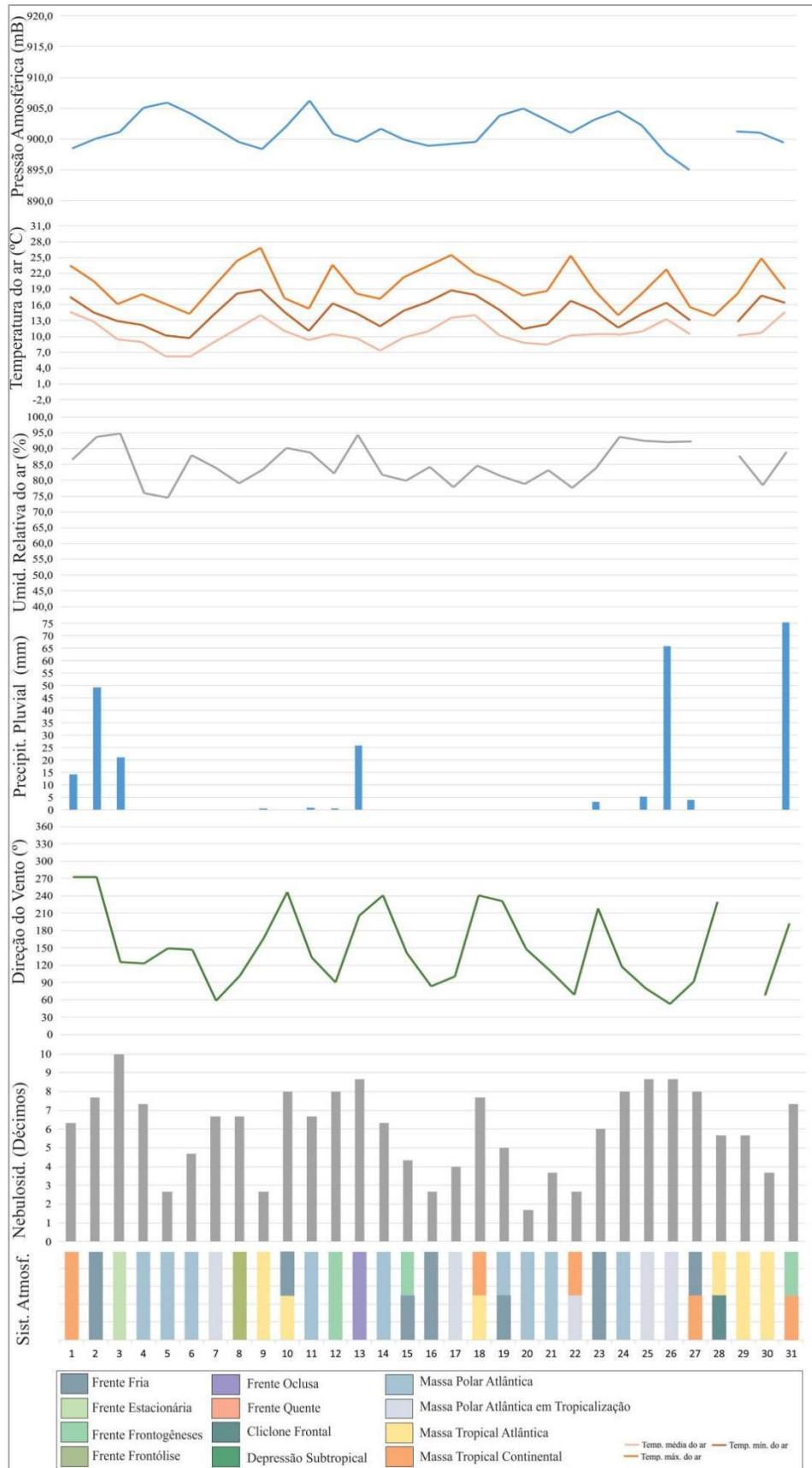
ANEXO 10 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de agosto de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



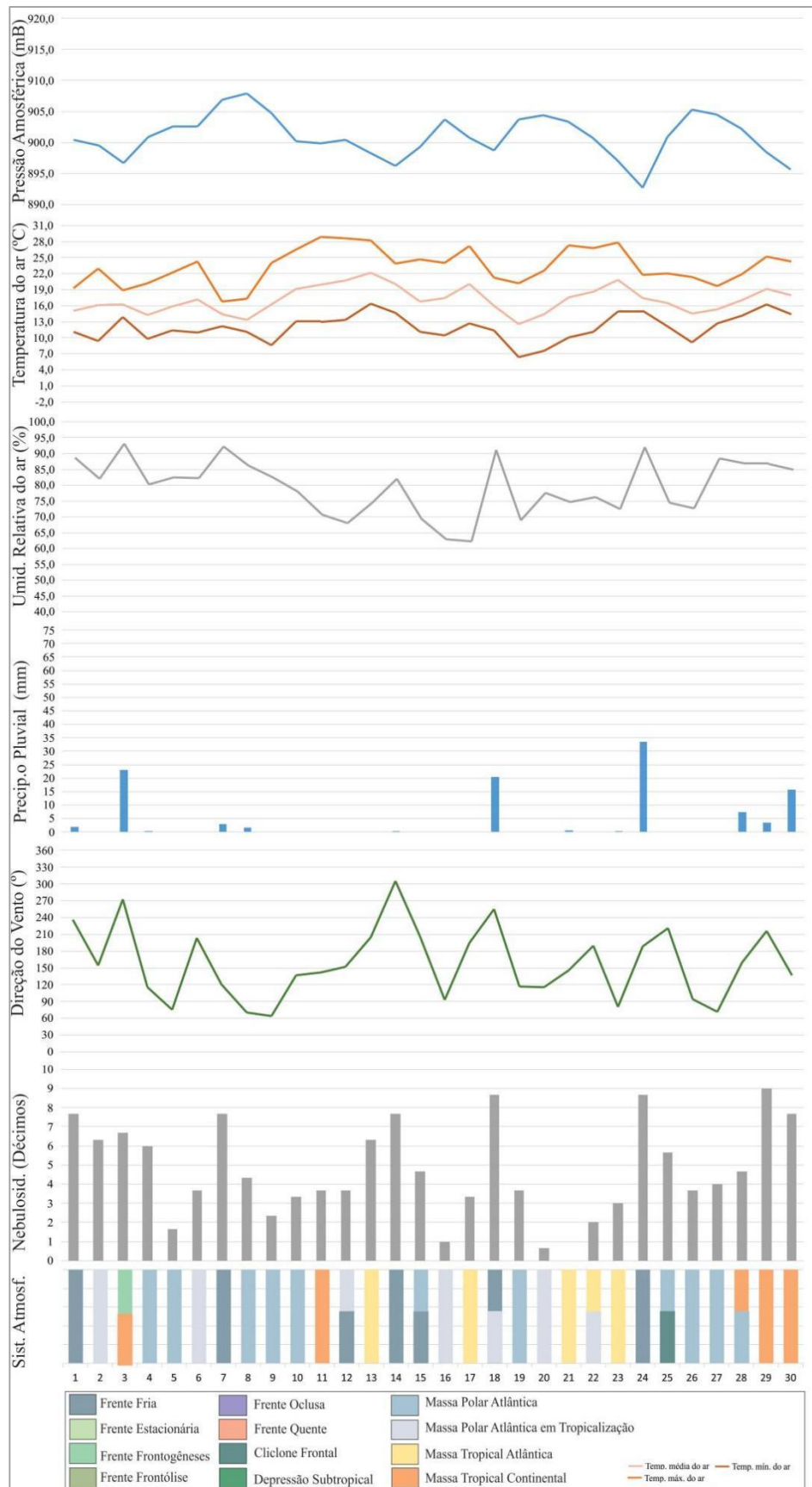
ANEXO 11 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de setembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



ANEXO 12 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de outubro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



ANEXO 13 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de novembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.



ANEXO 14 - Gráfico da Análise Rítmica do mês de dezembro de 2018 de coleta de dados de precipitação oculta na bacia hidrográfica do Rio do Boi.

