UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ



GABRIELA GOUDARD

INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA E EFEITOS NA VARIABILIDADE PLUVIAL DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

Tese apresentada ao Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis Mendonça Coorientação: Profa. Dra. Leila Limberger

CURITIBA 2023

FICHA CATALOGRÁFICA

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP) UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Goudard, Gabriela

Interações oceano-atmosfera e efeitos na variabilidade pluvial do clima subtropical brasileiro. / Gabriela Goudard. – Curitiba, 2023. 1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis Mendonça Coorientação: Profa. Dra. Leila Limberger

1. Oceanos - Temperatura. 2. Clima. 3. Oscilação Sul (ENSOS). I. Mendonça, Francisco de Assis. II. Limberger, Leila. III. Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geografia. IV. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -40001016035P1

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **GABRIELA GOUDARD** intitulada: **Interações oceano-atmosfera e efeitos na variabilidade pluvial do clima Subtropical brasileiro**, sob orientação do Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS MENDONÇA, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutora está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 11 de Agosto de 2023.

Assinatura Eletrônica 14/08/2023 17:13:15.0 FRANCISCO DE ASSIS MENDONÇA Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica 13/09/2023 09:18:33.0 RANYERE SILVA NOBREGA Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO) Assinatura Eletrônica 14/08/2023 19:16:03.0 CAMILA BERTOLETTI CARPENEDO Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica 14/08/2023 16:45:18.0 REGINA RODRIGUES RODRIGUES Avaliador Externo (UNIVERSIDIADE FEDERAL DE SANTA CATARINA) Assinatura Eletrônica 15/08/2023 14:27:14.0 MARIA ELISA SIQUEIRA SILVA Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SãO PAULO - USP)

Av. Cel. Francisco H dos Santos, 100 - Ed. João José Bigarella - 1º andar - sala 108 - CURITIBA - Paraná - Brasil CEP 81531-980 - Tel: (41) 3361-3450 - E-mail: posgeografia@ufpr.br Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015. Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 306501 Para eutenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 306501

Para autenticar este documento/assinatura, acesse https://siga.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp e insira o codigo 306501

Dedico este trabalho para a minha avó, Bertha Goudard (in memoriam), pelo amor além da vida!

AGRADECIMENTOS

Como já dizia Antoine de Saint-Exupéry, "cada um que passa em nossa vida, passa sozinho, mas não vai só, nem nos deixa sós; leva um pouco de nós mesmos, deixa um pouco de si mesmo". Assim, muitas pessoas passaram pelo meu caminho ao longo destes 4 anos de doutorado e me ajudaram, direta ou indiretamente, na realização desta pesquisa.

A pesquisa científica, por muitas vezes, é uma tarefa solitária, mas ela sempre é feita a muitas mãos. Dessa forma, não poderia concluir esta tese sem agradecer a todos aqueles que me acompanharam nesta jornada.

Aos meus pais, Marcia Regina Goudard e Harison Goudard, e ao meu irmão, Leonardo Goudard, pelo amor e apoio constantes. Vocês são a minha base e os meus exemplos na vida!

Ao meu orientador, Francisco Mendonça, pela dedicação à ciência geográfica e pela orientação desde o primeiro ano da graduação. Agradeço por confiar no meu trabalho, pelas oportunidades e por me incentivar a ter grandes sonhos nestes 10 anos de caminho conjunto na pesquisa. Obrigada, Chico!

À minha coorientadora, Leila Limberger, por me incentivar, mesmo sem saber, a entrar no "mundo das teleconexões" e por todo o auxílio durante a realização desta tese. Obrigada pelas várias horas de discussão e leitura do trabalho. Sem você, esta tese não seria possível.

A Geisa Silveira da Rocha, minha gêmea geográfica-climatológica. Obrigada por todos os momentos compartilhados ao longo destes anos, pela parceria no clima e fora dele e, principalmente, por não me deixar desistir nos períodos mais difíceis. Sem dúvidas, a sua amizade é um dos melhores presentes que eu ganhei desde o mestrado. Ao Stefan Fritsche, pela amizade, pela escuta ativa e pelos melhores conselhos. Ao Dmitri, por trazer ainda mais alegria para os dias em Floripa.

Aos amigos de longa data, da vida (Maria Eduarda Duda, Victória Cezimbra e Cirineu da Rosa Junior) e da Geografia (Luiza Alberti Torrens, Luciano Luz, Marcelo Hung e Alexei Nowatzki), obrigada pela amizade e por torcerem sempre por mim.

Aos amigos da pós-graduação, em especial ao José Guilherme de Oliveira e ao Daniel Lange, por partilharem as alegrias e as angústias de fazer um doutorado, com uma pandemia no meio, inclusive. Ao Zé ainda, por todo o apoio e pela viagem da França ... a semana de glória dos doutorandos rendeu boas memórias! Ao Leonardo José Cordeiro Santos, por estar sempre presente. Obrigada pelo carinho, pelo apoio e pelos bons momentos, Léo!

Aos parceiros de eventos da Associação Internacional de Climatologia - AIC, Guillaume Fortin (Canadá), Vincent Dubreuil (França), Pedro Murara (UFFS), Alice Baronetti (Itália) e Fiorella Acquaotta (Itália), pelos momentos de trocas de conhecimentos e descontração que partilhamos pelo mundo.

Aos amigos dos Simpósios Brasileiros de Climatologia Geográfica, em especial ao Rafael Brito da Silveira e ao Maikon Alves, que junto comigo e a Geisa Rocha, formam o quarteto oficial dos eventos de clima.

Ao Prof. Dr. Vincent Dubreuil, o francês mais brasileiro de todos os tempos, pela acolhida em Rennes (França), pelos ensinamentos e pela troca de conhecimentos em Climatologia. Agradeço também a toda a equipe do LETG (Université Rennes 2) pelos dois meses de convívio e partilha. Merci à vous! Em especial, agradeço à Profa. Dra. Valerie Bonnardot, ao Gustavo Henrique Pereira da Silva (UNESP – PP), ao Ramiro Tachini Dini (Uruguai) e à Alexandra Chelu (Romênia) pela parceria na minha curta passagem pela França.

Ao Prof. Dr. Guillaume Fortin (Université de Moncton - Canadá), pelos ensinamentos, pela troca de conhecimentos, pelas oportunidades e por ser sempre muito solícito. Agradeço também à Juliana Landolfi de Carvalho (LHG – UFPR) e ao Francis Duhamel (Canadá) pela colaboração no projeto do Brasil – Canadá – França.

Aos colegas da disciplina de Estatística da USP, em especial ao lan Verdan, a Raquel Ramos e a Stefânia Oliveira. Foi mais divertido me estressar com o GrADS junto com vocês!

À Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), pelos dois anos como professora substituta entre 2019 e 2021, a todos os meus colegas/amigos de DEGEO e aos meus alunos. Obrigada por me possibilitarem crescer como pessoa e profissional. Agradecimentos especiais à Karina Eugênia Fioravante, minha amiga professora colaboradora, por todo o apoio em Ponta Grossa. Sua amizade foi um presente que ganhei da UEPG!

As valiosas contribuições das professoras Camila Bertoletti Carpenedo (UFPR), Maria Elisa Siqueira Silva (USP) e Michelle Simões Reboita (UNIFEI) na banca de qualificação da tese. À Camila e à Maria Elisa, ainda, por todo o auxílio nas minhas dúvidas e nos scripts do GrADS. Aos professores: Profa. Dra. Camila Bertoletti Carpenedo (UFPR), Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva (USP), Prof. Dr. Ranyére Silva Nóbrega (UFPE), Profa. Dra. Regina Rodrigues Rodrigues (UFSC), Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino (UFRGS) e Prof. Dr. Fábio de Oliveira Sanches (UFJF) por aceitarem avaliar este trabalho na banca de defesa e por suas contribuições.

À Universidade Federal do Paraná pelo exemplo de instituição pública, gratuita e de qualidade. Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO/ UFPR), a todos os seus professores e secretários.

Ao Laboratório de Climatologia (LABOCLIMA/ UFPR) e toda a sua equipe, pela convivência, troca de conhecimentos e experiências ao longo de todos estes anos. Em especial, ao Flávio Feltrim Roseghini, Thiago Fogaça, Elaiz Buffon, Thais Paes e Elton Krauss.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro desta pesquisa, na forma de bolsa de doutorado.

Meu muito obrigada a todas e a todos!



Foto: Daniel Castellano

Minhas primeiras viagens, ainda na infância, feitas por alguém que não pensava que um dia viesse a se tornar geógrafo, adquiriram, posteriormente, uma importância fundamental. Ao longo da vida, cada impressão que tive da paisagem, de clima ou de tempo, foi por mim interpretada geograficamente mais tarde, por mais recôndita que estivesse na memória.

> **Aziz Nacib Ab'Saber** O que é ser geógrafo (2007)



Foto: Daniel Castellano

RESUMO

O sistema climático é altamente complexo, marcado por variabilidades em diversas escalas temporais e espaciais. Os oceanos participam de trocas energéticas com a atmosfera, de modo que muitos padrões atmosféricos são explicados, direta ou indiretamente, pela temperatura da superfície do mar (TSM). Neste sentido, a variabilidade compreensão da climática perpassa necessariamente por entendimentos das relações entre o oceano e a atmosfera. No contexto do clima Subtropical brasileiro poucos são os estudos que enfatizam as relações oceanoatmosfera para além do El Niño – Oscilação Sul (ENOS), bem como a literatura clássica preconiza a homogeneidade da pluviosidade neste recorte espacial. Dessa forma, esta tese teve por objetivo analisar a variabilidade pluvial do clima Subtropical associada aos padrões de teleconexões atmosféricas gerados por anomalias de TSM global. Para tanto, foram utilizados dados mensais de precipitação de 703 estações pluviométricas na temporalidade de 1976 a 2019, bem como dados de TSM global para o mesmo período. Os dados de precipitação passaram por correções de falhas e testes de homogeneidade, visando garantir a consistência da amostra. Posteriormente, foram regionalizados em 9 regiões pluviais homogêneas (RH) por meio de análise de agrupamento (cluster). Cada uma destas regiões foi analisada em relação à variabilidade anual (anos-padrão), mensal e sazonal, demonstrando a existência de regimes unimodais, bimodais e trimodais de pluviosidade, fortalecendo a hipótese de heterogeneidade pluvial dentro do clima Subtropical brasileiro. No intuito de compreender os modos de variabilidade melhor correlacionados com a pluviosidade, foram retiradas a tendência e a sazonalidade dos dados de precipitação e TSM, com base nos quais procedeu-se a realização de correlações lineares das precipitações de cada RH com a TSM global, porções oceânicas de interesse específicas identificadas nos mapas de correlação linear e os índices climáticos das oscilações. Os resultados destas análises apontaram para a relevância do ENOS na modulação da pluviosidade do clima Subtropical brasileiro, bem como para os índices relacionados e análogos a ele, como o Oceanic Niño Index e o Oscilação Interdecenal do Pacífico. Além disso, índices relacionados ao oceano Pacífico (PDO, PSA1 e PSA2), Atlântico (IASAS, SASDI e SAODI), Antártico (AAO) e Índico (IOD e SIOD) também demonstraram relações com as chuvas no recorte espacial da pesquisa. Notaram-se maiores similaridades entre as seguintes regiões: I) RH1 e RH2; II) RH3 e RH4; III) RH5 e RH6, e IV) RH7, RH8 e RH9. A RH4 é a que mais se diferencia, com as mais expressivas precipitações e as correlações mais fracas. Levando-se em consideração a relevância do ENOS do ponto de vista das precipitações na área de estudo, os efeitos de suas diferentes tipologias (Leste - EP, Central - CP e Mix - MX) na pluviosidade foram analisados, por meio de compostos de anomalias mensais e sazonais de chuvas, ômega, umidade, altura geopotencial e ventos em altos e baixos níveis. Estes processos possibilitaram constatar diferenças entre os eventos EP e CP. Os eventos EN centrados na região Niño3 (EP) mostraram-se mais fortes e apresentaram anomalias pluviais positivas, ao passo que aqueles cujas anomalias de TSM localizaram-se em Niño4 (CP) apresentaram efeitos mais fracos e até mesmo contrários na área de estudo. Para as La Niñas, constataram-se variações em termos de intensidades das anomalias pluviais negativas, com maiores intensidades no verão para LNEP, na primavera para LNMX e no outono para LNCP.

Palavras-chave: Teleconexões atmosféricas; Pluviosidade; Temperatura da Superfície do Mar; Índices Climáticos; ENOS.

ABSTRACT

The climate system is highly complex, marked by variability in different temporal and spatial scales. The oceans participate in energy exchanges with the atmosphere, so that many atmospheric patterns are explained, directly or indirectly, by the sea surface temperature (SST). Thus, understanding climate variability necessarily involves understanding the relationships between the ocean and the atmosphere. In the context of the Brazilian Subtropical climate, there are few studies that emphasize the ocean-atmosphere relationships beyond the El Niño – Southern Oscillation (ENSO), as well as the classic literature advocates the homogeneity of rainfall in this spatial area. Therefore, this thesis aimed to analyze the rainfall variability of the Subtropical climate associated with atmospheric teleconnection patterns generated by global SST anomalies. For this purpose, monthly precipitation data from 703 rainfall stations from 1976 to 2019 were utilized, along with SST data for the same period. The precipitation data underwent corrections of failures and homogeneity tests, aiming to guarantee the consistency of the sample. Subsequently, they were regionalized into 9 homogeneous rainfall regions (RH) through cluster analysis. Each of these regions was analyzed concerning annual (standard-year), monthly and seasonal variability, demonstrating the existence of unimodal, bimodal and trimodal rainfall regimes, strengthening the hypothesis of rainfall heterogeneity within the Brazilian subtropical climate. To understand the modes of variability better correlated with rainfall, the trend and seasonality of the precipitation and SST data were removed. Based on this, linear correlations of the precipitation of each RH with the global SST were carried out, specific oceanic portions of interest identified in the linear correlation maps and the climatic indices of the oscillations. The results of these analyzes point to the relevance of ENSO in the modulation of rainfall in the Brazilian Subtropical climate, along with indexes related and analogous to it, such as Oceanic Niño Index and Interdecadal Pacific Oscillation. Additionally, indices related to the Pacific Ocean (PDO, PSA1 and PSA2), Atlantic (IASAS, SASDI and SAODI), Antarctic (AAO) and Indian Ocean (IOD and SIOD) also showed relationships with rainfall in the spatial area of the research. Greater similarities were noted between the following regions: I) RH1 and RH2; II) RH3 and RH4; III) RH5 and RH6, and IV) RH7, RH8 and RH9. RH4 is the most differentiated, with the most expressive precipitations and the weakest correlations. Taking into account the relevance of ENSO from the point of view of precipitation in the study area, the effects of its different typologies (East - EP, Central - CP and Mix -MX) on rainfall were analyzed using composite anomalies monthly and seasonal levels of rainfall, omega, humidity, geopotential height and winds at high and low levels. These processes made it possible to verify differences between EP and CP events. The EN events centered in the Niño3 (EP) region were stronger and presented positive rainfall anomalies, while those whose SST anomalies were located in Niño4 (CP) presented weaker and even opposite effects in the study area. For La Niñas, there were variations in terms of intensities of negative rainfall anomalies, with higher intensities in summer for EPLN, in spring for MXLN and in autumn for CPLN.

Keywords: Atmospheric teleconnections; Rainfall; Sea Surface Temperature; Climate Indexes; ENSO.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 01 - LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO 27
FIGURA 02 - SÍNTESE DA PROBLEMÁTICA DA TESE
FIGURA 03 – (A) CLIMAS ZONAIS DO BRASIL: (B) VARIABILIDADE TÉRMICA E (C) PLUVIAL NO CLIMA SUBTROPICAL
FIGURA 04 - CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO COM PREDOMINÂNCIA DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO: (A) – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KOPPEN; (B) – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE NIMER; (C) – ALTITUDE; (D) – VEGETAÇÃO
FIGURA 05 – ESTRUTURA DA TESE
FIGURA 06 – ESCALAS TEMPORAIS DO CLIMA
FIGURA 07 - MÉTODOS E TÉCNICAS DE ANÁLISE DA VARIABILIDADE DO CLIMA 48
FIGURA 08 – (A) CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E (B) VARIABILIDADE OCEÂNICA: CLIMATOLOGIA, DESVIO PADRÃO E EOF
FIGURA 09 - MAPAS DE AUTOCORRELAÇÃO LINEAR DE ROTAS PREFERENCIAIS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS
FIGURA 10 - GUIAS DE ONDA E PADRÕES PREFERENCIAIS DE PROPAGAÇÃO NOS HEMISFÉRIOS NORTE E SUL
FIGURA 11 – ROTAS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS NOS HEMISFÉRIOS NORTE E SUL 54
FIGURA 12 – LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS ÁREAS DE ANOMALIAS DE TSM 56
FIGURA 13 – (A) COMPONENTE OCEÂNICA E (B) ATMOSFÉRICA DAS CONDIÇÕES DE LA NIÑA E EL NIÑO
FIGURA 14 – CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS DE EL NIÑO (A), FASE NEUTRA (B) e LA NIÑA (C)
FIGURA 15 – VALORES DE ONI MENSAL DE 1950 A 2020: FASES POSITIVAS (VERMELHO) E NEGATIVAS (AZUL) DO ENOS
FIGURA 16 - CONFIGURAÇÃO OCEÂNICA DAS DIFERENTES TIPOLOGIAS DE ENOS: (A) DIFERENTES TIPOS DE ENOS, (B) ÁREAS DO OCEANO – REGIÕES NIÑO E ÁREAS DOS ENOS LESTE (CANÔNICO) E CENTRAL (MODOKI), (C) – EXEMPLOS DE ANOMALIAS DE TSM EM ENOS CANÔNICOS E MODOKI
FIGURA 17 – EFEITOS DOS ENOS EP E CP NA VARIABILIDADE PLUVIAL SAZONAL (JJA, SON, DJF, MAM) DA AMÉRICA DO SUL64

FIGURA 18 – PSA1 E PSA265
FIGURA 19 – OSCILAÇÃO DECENAL DO PACÍFICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE
FIGURA 20 – (A) CONFIGURAÇÃO DO ÍNDICE TRIPOLAR (TPI) REPRESENTATIVO DA OSCILAÇÃO INTERDECADAL DO PACÍFICO (IPO) E (B) DE SUAS FASES QUENTE E FRIA 69
FIGURA 21 – OSCILAÇÃO ANTÁRTICA: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE 71
FIGURA 22 – OSCILAÇÃO MULTIDECENAL DO ATLÂNTICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE
FIGURA 23 – OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE
FIGURA 24 – (A) LOCALIZAÇÃO DOS MODOS DE VARIABILIDADE DO ATLÂNTICO (MODO DE VARIABILIDADE MERIDIONAL DO ATLÂNTICO TROPICAL – TNA/TSA E SASD), (B) FASES DO SASD E (C) EFEITOS DE SASD ASSOCIADOS AO ENOS
FIGURA 25 – DIPOLO DO OCEANO ÍNDICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE
FIGURA 26 – MODELO ESQUEMÁTICO DAS RELAÇÕES ENTRE AS CONVECÇÕES NO OCEANO ÍNDICO, TRENS DE ONDAS DE ROSSBY, SUPRESSÃO DE ZCAS NA AMÉRICA DO SUL E AQUECIMENTOS MARINHOS NO ATLÂNTICO SUL
FIGURA 27 - CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS NA BAIXA E ALTA TROPOSFERA DA AMÉRICA DO SUL
FIGURA 28 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DA AMÉRICA DO SUL NAS ESTAÇÕES CHUVOSA (OUTUBRO A ABRIL) E SECA (MAIO A SETEMBRO)
FIGURA 29 – CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA: (A) CENTROS DE AÇÃO E MASSAS DE AR E (B) ÁREAS DE CICLOGÊNESE ATUANTES NA AMÉRICA DO SUL E NO CLIMA SUBTROPICAL
FIGURA 30 – MÉDIA ANUAL DA PASSAGEM DE SISTEMAS FRONTAIS NO SUL DO BRASIL (1997 – 2011)
FIGURA 31 - REGIONALIZAÇÃO DOS DIFERENTES CICLOS ANUAIS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL (A) E NO BRASIL (B)93
FIGURA 32 - REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL PARA O AGRUPAMENTO DE K-MEANS E O REGIME DE PRECIPITAÇÃO ANUAL (MM / MÊS) EM CADA REGIÃO CLUSTER
FIGURA 33 – TRIMESTRE DE MÁXIMA CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO 100

FIGURA 34 – VARIABILIDADE PLUVIAL ANUAL NO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO
FIGURA 35 – VARIABILIDADE PLUVIAL SAZONAL (A – VERÃO, B – OUTONO, C – INVERNO, D – PRIMAVERA) NO CLIMA SUBTROPOCAL BRASILEIRO
FIGURA 36 - NOÇÃO DE HIERARQUIA SEGUNDO ARTHUR KOESTLER: APLICAÇÕES DA PERSPECTIVA SISTÊMICA NA CLIMATOLOGIA
FIGURA 37 - FLUXOGRAMA DA PESQUISA
FIGURA 38 - ESTAÇÕES PLUVIAIS UTILIZADAS NO ESTUDO
FIGURA 39 – TESTES DE HOMOGENEIDADE: ESTAÇÕES COM QUEBRAS 112
FIGURA 40 – ESPACIALIZAÇÃO DOS TESTES DE HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES HISTÓRICAS
FIGURA 41 – EXEMPLO DE ESTAÇÃO (2449026 EM ABAPÃ - PARANÁ) COM RUPTURA POSITIVA NO TESTE PETTITT
FIGURA 42 – DENDROGRAMAS ANUAIS, MENSAIS E SAZONAIS
FIGURA 43 – DENDROGRAMA DE 9 CLASSES
FIGURA 44 – CLUSTERS DAS REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS E CRITÉRIOS DE DEFINIÇÃO
FIGURA 45 – COMPONENTES DO SEMIVARIOGRAMA E EQUAÇÃO DE ANÁLISE DE DEPENDÊNCIA ESPACIAL
FIGURA 46 – ÁREAS OCEÂNICAS ASSOCIADAS ÀS DIFERENTES TIPOLOGIAS DOS ENOS: (A) REGIÕES NIÑO, (B) ÁREAS ADOTADAS POR TEDESCHI, (C) ÁREAS UTILIZADAS NA TESE
FIGURA 47 – PERCURSO METODOLÓGICO DA TESE 128
FIGURA 48 - VARIABILIDADE PLUVIAL ANUAL E SAZONAL NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 - 2019)
FIGURA 49 - VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 - 2019)
FIGURA 50 – ANÁLISE GRÁFICA DA VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL E SAZONAL NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 – 2019)134
FIGURA 51 – ANÁLISE GRÁFICA DA VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL E SAZONAL NAS ESTAÇÕES LOCALIZADAS NOS ESTADOS DE SÃO PAULO (COLUNA DA ESQUERDA) E PARANÁ (COLUNA DA DIREITA) (1976 – 2019)

FIGURA 52 – ANÁLISE GRÁFICA DA VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL E SAZONAL NAS ESTAÇÕES LOCALIZADAS NOS ESTADOS DE SANTA CATARINA (COLUNA DA FIGURA 53 – ANOS-PADRÃO NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 – 2019) 137 FIGURA 54 – ANOS-PADRÃO CONSIDERANDO O TOTAL DE ESTAÇÕES E AQUELAS FIGURA 55 - CLIMATOLOGIA ANUAL E SAZONAL DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE FIGURA 56 – REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS NO CLIMA SUBTROPICAL FIGURA 57 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 58 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 59 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 60 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 61 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 62 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 63 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 64 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 65 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO FIGURA 66 - SÍNTESE PLUVIAL ANUAL DAS RHs NO PERÍODO DE 1976 A 2019 166 FIGURA 67 – SÍNTESE PLUVIAL MÉDIA MENSAL DAS RHS NO PERÍODO DE 1976 A 2019 167

FIGURA 69 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH1
FIGURA 70 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH1: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 71 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH2175
FIGURA 72 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH2: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 73 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH3177
FIGURA 74 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH3: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 75 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH4
FIGURA 76 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH4: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 77 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH5
FIGURA 78 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH5: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 79 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH6
FIGURA 80 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH6: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 81 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH7186
FIGURA 82 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH7: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR

FIGURA 83 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH8
FIGURA 84 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH8: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 85 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH9
FIGURA 86 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH9: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR
FIGURA 87 – SÍNTESE DA CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS (RHs) 193
FIGURA 88 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH1
FIGURA 89 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH2
FIGURA 90 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH3
FIGURA 91 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH4
FIGURA 92 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH5
FIGURA 93 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH6
FIGURA 94 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH7
FIGURA 95 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH8
FIGURA 96 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH9
FIGURA 97 – COMPOSTOS DE ANOMALIAS DE TSM EM DJF PARA AS TIPOLOGIAS DE ENOS NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991- 2020

FIGURA 110 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE EN NO PERÍODO DE 1976 A 2019 236

FIGURA 115 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA AS LNMX POR REGIÕES HOMOGÊNEAS NO PERÍODO DE 1976 A 2019.......244

FIGURA 123 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019...... 255

LISTA DE QUADROS

QUADRO 01 – CARACTERÍSTICAS TAXONÔMICAS DA ORGANIZAÇÃO GEOGRÁFICA DO CLIMA
QUADRO 02 – ESCALAS GEOGRÁFICAS (ESPACIAIS E TEMPORAIS) DO CLIMA 44
QUADRO 03 – DIMENSÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO CLIMA, GÊNESES E PROCESSOS
QUADRO 04 – DIMENSÕES TEMPORAIS DO CLIMA
QUADRO 05 – EFEITOS DAS OSCILAÇÕES EM RELAÇÃO ÀS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL (SETAS INDICANDO OS EFEITOS PREDOMINANTES NO CLIMA SUBTROPICAL)
QUADRO 06 – SOBREPOSIÇÕES E EFEITOS COMBINADOS DE OSCILAÇÕES
QUADRO 07 - REGIME ANUAL DE PRECIPITAÇÃO EM REGIÕES HOMOGÊNEAS DA AS 94
QUADRO 08 – CRITÉRIOS DE DEFINIÇÃO DE ANOS-PADRÃO118
QUADRO 09 – ÍNDICES DE OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS: NOMENCLATURA, TEMPORALIDADE E CRITÉRIOS
QUADRO 10 - CARACTERIZAÇÃO DAS ANOMALIAS ANUAIS DE TSM NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991 A 2020
QUADRO 11 – SÍNTESE DAS ÁREAS OCEÂNICAS E ÍNDICES CLIMÁTICOS MELHOR CORRELACIONADOS COM AS PRECIPITAÇÕES DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS 211
QUADRO 12 – ENOS: TIPOLOGIA E INTENSIDADE

LISTA DE EQUAÇÕES

EQUAÇÃO 01	
EQUAÇÃO 02	
EQUAÇÃO 03	
EQUAÇÃO 04	

LISTA DE ABREVIAÇÕES E SIGLAS

AAO	Oscilação Antártica
AMO	Oscilação Multidecenal do Pacífico
ANA	Agência Nacional de Águas
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ССМ	Complexo Convectivo de Mesoescala
CDO	Climate Data Operator
CPC	Climate Prediction Center
EN	El Niño
ENEP	El Niño Convencional / Canônico / Leste
ENCP	El Niño Modoki / Central
ENMX	El Niño Mix
EOF	Função Ortogonal Empírica
ERSSTv5	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5
GMAT	Gradiente Meridional do Atlântico Tropical
GRADS	Grid Analysis and Display System
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
HIDROWEB	Sistema de Informações Hidrológicas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
ENSO	El Niño - Southern Oscillation
IASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
IOD	Dipolo do Oceano Índico
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPO	Oscilação Interdecenal do Pacífico
ITSMRG2	Índice de TSM na RG2
ITSMRG2+3	Índice de TSM nas regiões RG2 e RG3
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JAN	Jatos de Altos Níveis
LN	La Niña
LNEP	La Niña Convencional / Canônica / Leste
LNCP	La Niña Modoki / Central
LNMX	La Niña Mix
MEA	Massa Equatorial Atlântica

MEC	Massa Equatorial Continental
MTA	Massa Tropical Atlântica
MTC	Massa Tropical Continental
MPA	Massa Polar Atlântica
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NIÑO1+2	Região do Niño 1+2
NIÑO3	Região do Niño 3
NIÑO3.4	Região do Niño 3.4
NIÑO4	Região do Niño 4
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCL	NCAR Command Language
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ONI	Oceanic Niño Index
OS	Oscilação Sul
PDO	Oscilação Decenal do Pacífico
PBMC	Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas
PNA	Pacific North America
PSA	Pacific South America
RH	Região homogênea
SAM	Modo Anular do Hemisfério Sul
SAODI	Índice do Dipolo do Atlântico Sul
SASDI	Dipolo Subtropical do Atlântico Sul
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SIOD	Dipolo do Oceano Índico Subtropical
SF	Sistema Frontal
SIG	Sistema de Informações Geográficas
TGS	Teoria Geral dos Sistemas
TNA	Índice do Atlântico Norte Tropical
TSA	Índice do Atlântico Sul Tropical
TSM	Temperatura Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

C		NЛ	Λ	DI	0
Э	υ	IVI	А	RI	U

1 INTRODUÇÃO	
1.1 A CONSTRUÇÃO DO UNIVERSO DE ANÁLISE	
1.2 ESTRUTURA DA TESE	

PARTE I - VARIABILIDADE CLIMÁTICA E INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA: CONCEITOS E TÉCNICAS DE ANÁLISE

CAPÍTULO 1 - INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA E A VARIABILIDADE (CONCEITOS E APLICAÇÕES	CLIMÁTICA:
1.1 VARIABILIDADE CLIMÁTICA: ESCALAS DE ANÁLISE	
1.2 PADRÕES DE TELECONEXÃO: AS INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFE	RA E SEUS
REFLEXOS NA VARIABILIDADE PLUVIAL	
1.2.1 Principais padroes de teleconexoes e modos de variabilidade	
1.2.1.1 ELININO - OSCIIAÇÃO SUL (ENOS / ENSO) 1.2.1.2 Pacífico - América do Sul (PSA)	
1.2.1.2 Pacifico – America do Sul (PSA)	
1.2.1.4 Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO)	
1 2 1 5 Oscilação Antártica (AAO / SAM)	70
1.2.1.6 Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO)	
1.2.1.7 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)	75
1.2.1.8 Modos de variabilidade do Atlântico Tropical e Subtropical	
1.2.1.9 Dipolo do Oceano Índico (IOD)	
1.2.1.10 Sobreposição e efeitos combinados de modos de variabilidade ir	nteranuais e
interdecenais	
1.3 A DINAMICA ATMOSFERICA NA AMERICA DO SUL E A PLUVIOSIDADE	= NO CLIMA
SUBTROPICAL	85
	103
2.1 METODO DE ANALISE	
	107
2.2 1 Coloto do dodos	
2.2.1 Colleta de dados	107
2.2.2 Correção, nornogeneização e analise de consistencia dos dados pluviais 2.2.3 Definição de zonas homogêneas	114
2.2.4 Tratamentos estatísticos de análise da variabilidade pluvial e da TSM	
2.2.5 Correlações lineares entre as chuvas e a temperatura da superfície do mai	r 120
2.2.6 Definição e análise das tipologias dos ENOS	
, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
2.3 ESTRUTURA GERAL DAS ETAPAS DA PESQUISA	

PARTE II – O CLIMA SUBTROPICAL E SUAS VARIABILIDADES

CAPÍTULO 3 - VARIABILIDADE CLIMÁTICA: EFEITOS NO CLIMA SUBTRO	PICAL 130
3.1 VARIABILIDADE DA PLUVIOSIDADE 3.2 VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	130 140
CAPÍTULO 4 - REGIONALIZAÇÃO DAS PRECIPITAÇÕES: A HETERO PLUVIAL NO CLIMA SUBTROPICAL	GENEIDADE 146
4.1 ANÁLISE DE CLUSTER DAS REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS	
4.2 VARIABILIDADE PLUVIAL NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS	

PARTE III – AS TELECONEXÕES E SEUS REFLEXOS NA PLUVIOSIDADE DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

5.1 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS DEFINIDAS PARA O CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO
5.2 CORRELAÇÃO LINEAR SIMPLES ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS DEFINIDAS PARA O CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO
5.3 ÁREAS OCEÂNICAS E ÍNDICES MELHOR CORRELACIONADOS COM A PLUVIOSIDADE DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS
CAPÍTULO 6 – EL NIÑO – OSCILAÇÃO SUL: TIPOLOGIAS E EFEITOS NA VARIABILIDADE PLUVIAL DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO
6.1 DIFERENTES TIPOLOGIAS DOS ENOS E SEUS EFEITOS NAS PRECIPITAÇÕES 213 6.1.1 Eventos de El Niño
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS
REFERÊNCIAS 262

APÊNDICE A – ESTAÇÕES PLUVIAIS UTILIZADAS NO ESTUDO
APÊNDICE B – RESUMO ESTATÍSTICO DOS MODELOS DE CORREÇÃO DE DADOS FALTANTES
APÊNDICE C – EXEMPLOS DAS ANÁLISES DOS MODELOS DE CORREÇÃO DOS DADOS: DADOS OBSERVADOS X DADOS SIMULADOS
APÊNDICE D – ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA
APÊNDICE E – CONJUNTOS DE TESTES DE HOMOGENEIDADE
APÊNDICE F – SEMIVARIOGRAMAS DE INTERPOLAÇÃO DAS PRECIPITAÇÕES MÉDIAS
APÊNDICE G – ÍNDICES DE OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS
APÊNDICE H – CORRELAÇÃO ENTRE ÍNDICES CLIMÁTICOS (SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE) E A PLUVIOSIDADE DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS (SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE)

1 INTRODUÇÃO

O sistema climático configura-se como sendo altamente complexo, marcado por processos dinâmicos multicausais e multiescalares. Estas condições são refletidas na forma de anomalias, oscilações, flutuações, variabilidades e mudanças do clima (CONTI, 1998; 2005; TAVARES, 2001, ZANGALLI JUNIOR e SANT'ANNA NETO, 2012), cujos efeitos resultam em alterações das precipitações e das temperaturas em todo o planeta.

Os padrões de variabilidade climática evoluem, entre outros fatores, em função do acoplamento atmosfera-oceano, gerando padrões de teleconexão (WELLS, 1998; AMBRIZZI, SACCO e FERRAZ, 2014). As teleconexões configuram-se como conexões à distância, evidenciadas a partir de inter-relações entre componentes atmosféricas e oceânicas e explicam como as anomalias que ocorrem em uma região são associadas às anomalias em regiões remotas, por propagações de ondas atmosféricas (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; 2021).

Autores como Wells (1998), Silva e Silva (2012) e Limberger (2016) reiteram que, nestes processos, o oceano atua como modulador climático e as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) assumem papéis de forçantes atmosféricas. Dessa forma, o conhecimento das complexidades inerentes ao clima, notadamente as variabilidades evidenciadas no tempo e no espaço, perpassa necessariamente por abordagens integradas pautadas no acoplamento oceano-atmosfera.

No que se refere às análises da Climatologia e da Meteorologia, diversos estudos têm colocado em evidência o papel das teleconexões como moduladoras de parâmetros climáticos, entre os quais destaca-se a pluviosidade (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998; CARDOSO, 2005; AZEVEDO, 2006; GRIMM, 2009b; CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; KAYANO e ANDREOLI, 2009; NASCIMENTO JUNIOR, 2013; 2014; SOUZA, 2013; JORGE, 2015; FRANÇA, 2015; PINHEIRO, 2016; TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015, 2016; FIGLIUOLO, 2017; AZEVEDO, 2017; LIMBERGER e ELY, 2019; entre outros). Contudo, no campo da Climatologia Geográfica brasileira, em sua grande maioria, estes estudos enfatizam as oscilações atreladas apenas ao Oceano Pacífico, sobretudo, o El Niño - Oscilação Sul (ENOS) (LIMBERGER, 2016).

Desse modo, notam-se ainda muitas lacunas em relação a trabalhos que privilegiem abordagens para além destas dinâmicas e que destaquem as interações com outras porções oceânicas, bem como análises conjugadas entre as fases de oscilações com escalas temporais semelhantes e distintas (GRIMM e SABOIA, 2015; LIMBERGER, 2016; GRIMM *et al.*, 2020; LAUREANTI, 2020; KAYANO e ANDREOLI, 2021).

Levando-se em consideração estas questões e os trabalhos existentes nesta temática, a presente tese apresenta como universo de análise o clima Subtropical brasileiro – com base na classificação climática de Nimer (1979) - (FIGURA 01), o qual abrange as unidades federativas do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, a maior parte do Paraná e o sudeste de São Paulo. A escolha deste recorte espacial também se pautou no fato desta unidade climática configurar-se como uma área de transição entre o clima Tropical do Brasil central e o Subtropical do sul do país, demonstrando particularidades quanto à variabilidade pluvial.



FIGURA 01 - LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO

Massas de ar: MEA – Massa Equatorial Atlântica; MEC – Massa Equatorial Continental; MPA – Massa Polar Atlântica; MTA – Massa Tropical Atlântica; MTC – Massa Tropical Continental. Elaboração: Goudard (2021).

As justificativas quanto às escolhas temáticas, ao recorte espacial e temporal desta tese encontram-se evidenciadas a seguir, de modo a sustentar a construção do objeto de pesquisa e do universo de análise.

Justificativas quanto à temática

- Os oceanos recobrem grande parte do planeta e participam de trocas energéticas com a atmosfera, de modo que muitos padrões atmosféricos são explicados, direta ou indiretamente, pelas anomalias de TSM (WELLS, 1998; CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; SILVA e SILVA, 2012; AMBRIZZI, SACCO e FERRAZ, 2014; LIMBERGER, 2015). Dessa forma, compreender as inter-relações expressas entre as dimensões atmosféricas e oceânicas torna-se fundamental para o entendimento do sistema climático e suas complexidades;

- No hemisfério sul, além dos estudos relativos às teleconexões serem menos expressivos em termos quantitativos em comparação ao hemisfério norte, na Climatologia Geográfica brasileira, em grande parte estes trabalhos privilegiam as análises associadas ao Oceano Pacífico tropical (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; 2021). Neste sentido, a presente pesquisa propõe-se a contribuir no entendimento destas teleconexões e de seus reflexos na pluviosidade, considerando as relações com a TSM global;

- Na climatologia brasileira, historicamente, foram enfatizados estudos voltados à análise da temperatura do ar, por influência de suas bases teórico-metodológicas europeias (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; LIMA, PINHEIRO e MENDONÇA, 2012). Entretanto, no Brasil, os maiores impactos à sociedade encontram-se associados às anomalias positivas (inundações) e negativas (estiagens/secas) das precipitações (MONTEIRO, 1991), de modo que são necessários estudos que contribuam para o entendimento da gênese, dos processos e mecanismos ligados à variabilidade pluvial nas diversas escalas de análise do clima;

- Os cenários projetados em relação às mudanças climáticas colocam em evidência incrementos pluviais de 5% a 10% até 2040 e de até 30% até 2100 no sul do Brasil, bem como intensificações de eventos extremos (MENDONÇA, 2006, 2014; MARENGO *et al.*, 2009; IPCC, 2013; 2021; PBMC, 2014). Assim, ainda que as mudanças climáticas não sejam objeto de análise na presente tese, a compreensão da variabilidade das precipitações visa contribuir com respostas regionalizadas em relação à temática. Ademais, cabe ressaltar que a própria variabilidade climática natural implica em impactos e desastres na área de estudo, o que reforça a

necessidade de melhor compreensão destes processos, de modo a subsidiar a gestão de riscos de ordem climática, bem como as medidas de adaptação.

Justificativas quanto ao recorte espacial

- Diversos autores destacam abordagens que consideram a homogeneidade pluvial do clima Subtropical, sobretudo no âmbito das classificações climáticas e das comparações com a totalidade da América do Sul (MONTEIRO, 1963; NIMER, 1989; GRIMM, 2009a; 2021a; REBOITA *et al.*, 2010; JORGE, 2015; NASCIMENTO JUNIOR e COLLICHON, 2021). Dessa forma, fazem-se necessários estudos que examinem as variabilidades pluviais em escalas de maior detalhamento (regionais e locais), assim como coloquem em evidência o acoplamento oceano-atmosfera e seus efeitos (heterogêneos) na pluviosidade;

 Para o clima Subtropical, verificam-se poucos trabalhos voltados à compreensão integrada das teleconexões, culminando na necessidade de análises conjugadas da variabilidade pluvial e oceânica, assim como fizeram Grimm *et al.* (2020), Laureanti (2020) e Kayano e Andreoli (2021);

- Em grande parte, os estudos da Climatologia Geográfica, desenvolvidos neste recorte espacial e focados no clima urbano, privilegiam as análises regionais pautadas no paradigma do ritmo climático (escala temporal diária) (MONTEIRO, 1969; 1971; ZAVATTINI, 1998; 2002) e dos sistemas atmosféricos associados. Dessa forma, poucas são as discussões que englobam o papel conjugado do oceano (anomalias de TSM), da variabilidade de parâmetros climáticos e da circulação atmosférica;

- As abordagens que consideram as teleconexões, notadamente o ENOS, no clima Subtropical acabam por enfocar o fenômeno apenas nas fases quente e fria e as respostas de aumento de pluviosidade no El Niño e diminuição na La Niña. Todavia, os estudos de Ashok *et al.* (2007), Weng *et al.* (2007); Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016), Andreoli *et al.* (2016), Kayano *et al.* (2016) e Cai *et al.* (2020) vêm demonstrando a complexidade das tipologias do ENOS no que tange aos seus efeitos na variabilidade pluvial. Neste sentido, análises que coloquem em evidência o acoplamento oceano-atmosfera e os seus diferentes efeitos na variabilidade da área de estudo tornam-se necessárias.

Justificativas quanto ao recorte temporal

- O recorte temporal adotado na referida pesquisa foi condicionado à disponibilidade de dados pluviais. No contexto do clima Subtropical, considerando parcelas dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, a maior parte das estações pluviométricas apresentaram temporalidades coincidentes entre 1976 e 2019, sendo, portanto, este o recorte temporal adotado nesta tese.

Tendo como base as justificativas mencionadas, a presente tese apresenta as seguintes **<u>questões norteadoras</u>**:

- Como ocorreu a variabilidade pluvial e de TSM no período de estudo?
- Quais os efeitos do acoplamento oceano-atmosfera na variabilidade pluvial do clima Subtropical brasileiro?
- Dentre os climas zonais do Brasil, o clima Subtropical é marcado na literatura clássica pela homogeneidade/ regularidade de distribuição pluvial anual e mensal. Essa suposta homogeneidade se reflete também nos efeitos dos padrões de acoplamento oceano-atmosfera ou notam-se variações em relação a estes processos na modulação das precipitações ao longo da área de estudo?
- Quais as principais oscilações moduladoras das precipitações no clima Subtropical?

Problemática e Hipótese

Partindo-se das justificativas expostas e das questões norteadoras, esta tese procura compreender a seguinte problemática: **Como ocorre a variabilidade pluvial e quais os principais padrões de teleconexões atmosféricas que interferem na pluviosidade do clima Subtropical brasileiro?**

Neste sentido, levando-se em consideração que os oceanos são moduladores da variabilidade pluvial e interagem com a atmosfera, parte-se da seguinte <u>hipótese</u>: o ENOS, apesar de configurar-se como o principal modulador de variabilidade interanual (GRIMM, 2009b; 2021b) e, portanto, apresentar-se como o modo de

variabilidade climática mais estudado na Climatologia Geográfica brasileira, não se expressa como o único modulador da pluviosidade na área de estudo, uma vez que outros padrões de teleconexões atmosféricas também modulam as chuvas na região.

Além disso, ele apresenta efeitos heterogêneos ao longo deste recorte espacial, em termos de intensidades de correlações e tempo de interferência na pluviosidade, considerando as suas diferentes tipologias e as relações com modos de baixa frequência. Desta forma, espera-se que a pluviosidade e as respostas de padrões de teleconexões globais apresentem heterogeneidades no clima Subtropical brasileiro.

Objetivo geral e objetivos específicos

A presente pesquisa apresenta o objetivo geral de **analisar a variabilidade pluvial do clima Subtropical associada aos padrões de teleconexões atmosféricas gerados por anomalias de TSM global.** O objetivo geral sustenta-se nos seguintes objetivos específicos:

I. Analisar a variabilidade pluvial e de TSM no período de 1976 a 2019;

II. Caracterizar as regiões pluviais homogêneas do clima Subtropical brasileiro;

 III. Identificar os principais modos de variabilidade oceano-atmosfera que interferem na pluviosidade de cada região pluvial homogênea;

IV. Avaliar os efeitos de diferentes tipologias dos ENOS na variabilidade pluvial da área de estudo;

Para tanto, esta tese sustenta-se nos arcabouços teórico-metodológicos da Teoria Geral dos Sistemas, partindo da premissa (geral) do acoplamento oceanoatmosfera e de teleconexões que apresentam reflexos nas variabilidades regionais do clima Subtropical brasileiro.

A síntese da temática, problemática, hipótese e objetivos está ilustrada na FIGURA 02.

FIGURA 02 - SÍNTESE DA PROBLEMÁTICA DA TESE

TEMA

Interações oceano-atmosfera e variabilidade pluvial

PROBLEMÁTICA

Como ocorre a variabilidade pluvial e quais os principais padrões de teleconexões atmosféricas que interferem na pluviosidade do clima Subtropical brasileiro?

HIPÓTESE

Ainda que o ENOS seja o principal modulador interanual e o modo de variabilidade climática mais estudado, ele não se configura como o único modulador das precipitações na área de estudo e apresenta efeitos heterogêneos no clima Subtropical, em termos de intensidades de correlações e tempo de interferência na pluviosidade, considerando as suas diferentes tipologias e as relações com modos de baixa frequência. Desta forma, espera-se que a pluviosidade e as respostas de padrões de teleconexões globais apresentem heterogeneidades no clima Subtropical brasileiro.

OBJETIVO GERAL -

Analisar a variabilidade pluvial do clima Subtropical associada aos padrões de teleconexões atmosféricas gerados por anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) global

Elaboração: Goudard (2021).

1.1 A CONSTRUÇÃO DO UNIVERSO DE ANÁLISE

Os recortes espaciais e temporais de uma pesquisa influenciam diretamente na compreensão dos fenômenos estudados e nos resultados encontrados. Dessa forma, nesta pesquisa adotou-se a área de abrangência do clima Subtropical do Brasil, segundo a classificação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), pautada em Nimer (1979). Este recorte configura-se como Subtropical Úmido na classificação de Strahler (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

De acordo com a referida classificação, o Brasil apresenta cinco climas zonais (FIGURA 03A), tendo como base critérios quantitativos e de dinâmica atmosférica que expressam as relações entre as temperaturas, as precipitações e a umidade, quais sejam: Equatorial, Tropical Zona Equatorial, Tropical Nordeste Oriental, Tropical Brasil Central e Temperado (Subtropical), segundo Nimer (1979, 1989).

FIGURA 03 – (A) CLIMAS ZONAIS DO BRASIL: (B) VARIABILIDADE TÉRMICA E (C) PLUVIAL NO CLIMA SUBTROPICAL



FONTE: Nimer (1979), INMET (2021). Elaboração: Goudard (2021).

No contexto zonal, o clima Subtropical (FIGURA 03A) destaca-se com as seguintes características: predomínio ao sul do Trópico de Capricórnio, com temperaturas médias inferiores a 18°C e com amplitude térmica média entre 9°C e

13°C (FIGURA 03B). Nas porções mais elevadas o verão é ameno e o inverno frio, com registros ocasionais de neve. A pluviosidade apresenta variações médias de 1.400 mm a 2.000 mm/ano, com boa distribuição ao longo das estações, não sendo possível identificar uma estação seca (FIGURA 03C).

Uma das principais características que distinguem o clima Subtropical em comparação aos demais encontrados no Brasil refere-se à relativa regularidade na distribuição anual das precipitações¹, não apresentando mês seco. Essas características são resultantes da associação entre a posição geográfica da área, seu relevo e a atuação dos sistemas atmosféricos intertropicais e polares – FIGURAS 01, 03 e 04 (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1989; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; JORGE, 2015; GRIMM, 2009a; 2021a).

Do ponto de vista das classificações climáticas, com base na classificação de Köppen (FIGURA 04A) destaca-se a predominância da tipologia *C* (Climas Temperados Chuvosos e Moderadamente Quentes), especificamente *Cfa* (Clima Subtropical Úmido) e *Cfb* (Clima Temperado) (ALVARES *et al.*, 2013). De maneira geral, a tipologia Cfa é mais abrangente em termos espaciais, ao passo que o tipo Cfb ocorre nos setores mais interiorizados, sobretudo naqueles dotados de maiores altitudes. Revisões em relação à esta classificação podem ser encontradas em Alvares *et al.* (2013) e Dubreuil *et al.* (2018).

O Clima Temperado (*Cfb*) é marcado por um verão ameno, com chuvas uniformemente distribuídas (com variações anuais de 1.100 a 2.000 mm), sem estação seca e a temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C. São registradas geadas severas e frequentes (média de 10 a 25 dias anualmente);

O Clima Subtropical Úmido (*Cfa*), em contrapartida, apresenta média do mês mais quente superior a 22°C e no mês mais frio inferior a 18°C, sem estação seca definida, verão quente e geadas menos frequentes em comparação ao *Cfb*.

De acordo com Nimer (1989), o sul do Brasil é uma região de pouca diversificação climática, sendo que dada à homogeneidade da distribuição pluvial, cabe às variações térmicas o papel mais importante na diversificação climática. Contudo, ao longo do desenvolvimento desta tese, elementos presentes na literatura e a análise dos dados coletados em escalas de maior detalhamento permitiram demonstrar que as precipitações não são homogêneas neste recorte espacial.

¹Os detalhamentos em relação à pluviosidade encontram-se no item 1.3 desta tese.



FIGURA 04 - CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO COM PREDOMINÂNCIA DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO: (A) – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KOPPEN; (B) – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE NIMER; (C) – ALTITUDE; (D) – VEGETAÇÃO

FONTE: Clima – (a): Koppen – Alvares *et al.* (2013), (b): Nimer - IBGE (2002). Relevo – (c) TOPODATA. Regiões Fitoecológicas (vegetação) - (d) IBGE (2004) - 1:250 000. Elaboração: Goudard (2021).

As variações de temperatura do ar condicionam os tipos climáticos em três dimensões principais: subquente (exprime o caráter de transição para os climas tropicais), mesotérmico brando (predominante no sul do Brasil, influenciado pela altitude no estado do Paraná e pela posição subtropical nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul) e mesotérmico mediano (fortemente influenciado pelas altitudes, estando presente acima das cotas altimétricas de 1000 metros na região).

Segundo a classificação climática de Nimer (1979; 1989), notam-se as seguintes classes climáticas no recorte espacial desta pesquisa (FIGURA 04B): I) Temperado subquente com média entre 15°C e 18°C em pelo menos um mês, superúmido sem seca; II) Temperado subquente com média entre 15°C e 18°C em pelo menos um mês, super-úmido - subseca; III) Temperado Mesotérmico Brando, com média entre 10°C e 15°C, super-úmido sem seca; IV) Temperado Mesotérmico Brando, com média entre 10°C e 15°C, super-úmido subseca e V) Temperado Mesotérmico mediano, com média inferior a 10°C, super-úmido subseca. Dessa forma, o clima do tipo Mesotérmico Brando domina a maior parte da região, abarcando 81,69% do espaço geográfico do Sul do Brasil, bem como, cerca de 88,53% da área possui clima super-úmido, sem mês seco (NIMER, 1979; 1989).

Neste sentido, constata-se que a característica predominante do clima Subtropical reside na regularidade mensal da distribuição da pluviosidade (inexistência de estação seca durante o ano) e nos contrastes térmicos relacionados à altitude e aos efeitos de maritimidade e continentalidade. Assim, para além das condições de latitudes subtropicais, o relevo, marcado pelo Planalto Meridional (serras e escarpas), pelas coxilhas e planície costeira, configura-se como um importante condicionante desta unidade climática (NIMER, 1979; 1989). Em termos de altitudes, notam-se variações de 0 m (nível do mar) a valores superiores a 1800 m nesta área (FIGURA 04C).

As condicionantes climáticas (temperatura do ar e precipitação) e de relevo apresentam reflexos do ponto de vista das vegetações (FIGURA 04D) predominantes na área, com destaque para os seguintes aspectos, de acordo com a classificação do IBGE (2004): I) a Floresta Estacional Semidecidual na transição para o clima Tropical, com clima subquente e subseca; II) o predomínio de Floresta Ombrófila Mista (ligada ao clima Mesotérmico Brando) em grande parte do Paraná e Santa Catarina, com exceção das porções litorâneas, marcadas por Floresta Ombrófila Densa; III) o
predomínio de áreas de estepe no Rio Grande do Sul, atreladas às precipitações bem distribuídas e com trimestres mais chuvosos no inverno.

1.2 ESTRUTURA DA TESE

A presente tese encontra-se estruturada em três partes e seis capítulos. A primeira parte volta-se à fundamentação teórica e metodológica, englobando os capítulos 1 e 2 da tese. A segunda parte refere-se ao clima Subtropical e suas variabilidades, sendo explorada nos capítulos 3 e 4. A terceira parte volta-se à análise das teleconexões e seus reflexos na pluviosidade da área de estudo, englobando os capítulos 5 e 6 da presente tese, conforme detalhado na FIGURA 05.





Elaboração: Goudard (2023).

PARTE I - VARIABILIDADE CLIMÁTICA E INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA: CONCEITOS E TÉCNICAS DE ANÁLISE

A parte I desta tese, englobando o *Capítulo 1 - Interações oceano-atmosfera e a variabilidade climática: conceitos e aplicações* e o *Capítulo 2 - Bases teóricometodológicas da pesquisa* congrega o estado da arte das pesquisas relacionadas às oscilações climáticas e à variabilidade pluvial no clima Subtropical brasileiro, bem como os aportes metodológicos e as técnicas que permitem compreender as interações entre a variabilidade da TSM e as precipitações em contextos regionais, neste caso, no clima Subtropical brasileiro, adotado como recorte espacial da presente tese.

Neste sentido, no âmbito da parte I, aspectos conceituais relacionados às escalas de análise do clima, ao conceito de teleconexões, aos principais padrões de variabilidade e seus efeitos na área de estudo, assim como a dinâmica atmosférica da América do Sul e a pluviosidade no clima Subtropical brasileiro são colocados em evidência ao longo do capítulo 1.

O capítulo 2 desta mesma parte elucida as questões relacionadas às bases teórico-metodológicas da pesquisa, dando ênfase aos métodos e técnicas de análise empregados no desenvolvimento da presente tese. Dessa forma, o capítulo destaca os procedimentos adotados, privilegiando as bases metodológicas, as fontes de dados e os tratamentos realizados para o atendimento dos objetivos propostos nesta pesquisa.

CAPÍTULO 1 - INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA E A VARIABILIDADE CLIMÁTICA: CONCEITOS E APLICAÇÕES

O capítulo 1, voltado ao referencial teórico que fundamenta esta pesquisa, encontra-se pautado em três pilares: I) discussão da variabilidade climática e das escalas do clima, colocando em evidência a pouca expressividade de trabalhos que promovem a articulação entre as escalas zonal e regional na Climatologia Geográfica brasileira; II) descrição de padrões de teleconexões e seus efeitos na América do Sul e no clima Subtropical; e III) análise da dinâmica atmosférica da América do Sul e de seus reflexos do ponto de vista da variabilidade pluvial no recorte espacial da tese.

1.1 VARIABILIDADE CLIMÁTICA: ESCALAS DE ANÁLISE

O sistema climático configura-se como sendo altamente complexo, marcado por interações espaço-temporais dinâmicas em múltiplas escalas. Assim, ainda que existam muitas controvérsias em relação às definições e aos limites escalares espaçotemporais do clima, a variabilidade climática, objeto de análise da presente tese e inerente aos processos climáticos, pode ser conceituada como as variações das condições climáticas em torno da média climatológica (NASCIMENTO JUNIOR, 2017).

Pode ser conceituada ainda, como a maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro, sendo identificada por meio de cálculos de desvios padrões, coeficientes de variação, anomalias de parâmetros climáticos, análise de componentes principais, dentre outras técnicas (TAVARES, 2001; CONTI, 2005).

Para Monteiro (2001), a variabilidade se manifesta através da percepção dos regimes, das ciclicidades e periodicidades, visto que a atmosfera possui uma dinâmica oscilante e mutante. Cavalcanti e Ambrizzi (2009) ressaltam que a circulação atmosférica desde a escala global até a local apresenta variabilidades, no tempo e no espaço, identificadas por meio de padrões sinóticos e de circulação.

Ressalta-se que os estudos geográficos abordando a variabilidade, assim como o clima urbano, são os que apresentam maior quantidade na literatura, com ênfase nas escalas locais e regionais (ELY, 2006) e que a compreensão destes processos perpassa necessariamente pela discussão de escala. Jardim (2015) destaca que o trânsito entre os diversos níveis escalares é uma das características da análise geográfica e, consequentemente, das abordagens adotadas no âmbito da Climatologia.

Armond (2018) reitera que ao longo da história da produção do conhecimento científico do clima sob a ótica da Geografia brasileira, diversas foram as conceituações e aplicações de escala, sendo que se pode considerar a existência de, ao menos, três definições amplamente difundidas e empregadas, quais sejam: a de Ribeiro (1993), de Monteiro (1976) e de Sant'Anna Neto (2008; 2013).

Para Ribeiro (1993), a escala é uma referência de valor arbitrária voltada à compreensão de um fenômeno. Ainda segundo o autor, o clima é regido por um conjunto integrado de fenômenos que se fundem no tempo e no espaço, de modo que

a compreensão do comportamento da atmosfera orienta-se pela extensão (espaço) e duração (tempo).

Dessa forma, cada nível escalar corresponde a uma abordagem específica, enfatizando as interconexões de processos no tempo e no espaço, na busca da compreensão da extensão e da duração do fenômeno climático em análise. Para o autor, as escalas refletem padrões de ordenamento, hierarquização e grandeza, de modo que:

> a) São consideradas escalas superiores aquelas mais próximas do nível planetário e escalas inferiores aquelas mais próximas dos indivíduos habitantes da superfície da Terra;

> b) As combinações de processos físicos interativos numa escala superior resultam em modificações sucessivas no comportamento da atmosfera nas escalas inferiores;

> c) As combinações particulares de processos físicos nas escalas inferiores possuem limitada repercussão nas escalas superiores;

d) O grau de dependência da radiação extraterrestre na definição climática é maior nas escalas superiores, enquanto que a influência dos elementos da superfície, inclusive a ação antrópica, vai-se tornando mais pronunciada na medida em que se atingem as escalas inferiores;

e) Quanto mais extenso o resultado de determinada combinação, maior será o tempo de sua permanência, sendo o inverso igualmente verdadeiro;

f) A extensão de uma determinada combinação na atmosfera resulta num atributo tridimensional sendo, portanto, volumétrica a noção de extensão, em Climatologia, e tendo como limite superior o próprio limite da atmosfera terrestre (RIBEIRO, 1993, p. 288-289).

Neste contexto, Ribeiro (1993) constata a existência de três ordens de grandeza espaço-temporal para o fenômeno climático, quais sejam: nível macroclimático, mesoclimático e microclimático, cujas características são evidenciadas a seguir:

<u>Macroclimático</u>: associado à distribuição latitudinal da radiação solar e circulação primária da atmosfera, de modo que os fenômenos climáticos apresentam extensão horizontal entre 1000 e 5000 km, e verticalmente abarcam toda a atmosfera. Os registros para a compreensão dos climas na escala zonal devem ser obtidos em nível de normal climatológica (ao menos 30 anos de observação);

- <u>Mesoclimático</u>: interações da circulação geral da atmosfera com aspectos da superfície, bem como com fatores e elementos do clima. As perturbações na circulação primária, provocadas pela influência de fatores do clima, geram perturbações sinóticas que criam os centros de ação, as massas de ar e as frentes. No contexto deste nível de grandeza, as escalas espaciais variam em extensão horizontal entre 150 e 2500 km e verticalmente estão limitados pelos fenômenos que

ocorrem abaixo da tropopausa. Para Ribeiro (1993) a abordagem sugerida para a compreensão dos climas regionais apoia-se no ritmo da variação anual, sazonal e mensal dos elementos do clima e suas relações com fatores geográficos diversos.

- <u>Microclimático</u>: interação entre os sistemas ambientais particulares na modificação dos fluxos de energia, umidade, massa e momentum. Relacionado a microrugosidade, a cor e a textura das superfícies. Configura-se como o nível de grandeza de maior detalhamento.

Os três níveis de análise supracitados têm como fundamento a produção de ordens taxonômicas que se refletem no clima zonal, clima regional, mesoclima/clima local, topoclima e microclima, os quais são comumente aplicados aos estudos de Climatologia.

Na concepção de Jardim (2015), destaca-se que o sistema climático terrestre pressupõe um conjunto de componentes cujas partes se inter-relacionam, resultado da relação dos elementos atmosféricos e fatores ou controles geográficos de superfície, sendo que a energia solar atua como a principal entrada deste sistema.

O autor concorda com Ribeiro (1993) ao constatar o intercâmbio dos níveis mais amplos em direção àqueles de detalhe, sendo expressos pelos níveis global e zonal, regional, sub-regional (fácies), local, mesoclima, topoclima e microclima. Enquanto os dois primeiros envolvem milhões de quilômetros quadrados; nos níveis regional, sub-regional e local a dimensão é dada entre várias dezenas, centenas e milhares de quilômetros quadrados. O microclima e mesoclima variam da escala métrica (microclima) até algumas dezenas de quilômetros quadrados (mesoclima) (JARDIM, 2015). Ressalta-se também que dada à natureza fluída da atmosfera, os referidos limites não são rígidos, mas refletem as inter-relações entre fatores e elementos do clima, no tempo e no espaço.

À medida em que se alteram as escalas, a relação entre os fatores de superfície com os elementos atmosféricos modifica a forma como a energia solar interage com os atributos do sistema. Desse modo, a alteração da dimensão do objeto repercute-se na natureza e nas características dos componentes do sistema climático, no que se refere às entradas, transferências e saídas de matéria e energia. Em macroescala, os oceanos constituem-se o principal modulador destes processos, afetando as variações dos atributos climáticos em escalas intrassazonais, interanuais e interdecenais.

Ainda no que se refere às abordagens escalares, Monteiro (1976), inserido no seio de uma abordagem dinâmica, também apresentou importantes contribuições no campo das discussões sistêmicas e escalares, em particular, quando descreve a estrutura climática em arborescência, destacando os níveis de organização funcional (relação entre objetos no mesmo nível escalar) e ao nível da estrutura hierárquica (posição do objeto e suas relações com objetos em diferentes níveis escalares), conforme destaca Jardim (2015).

Para Monteiro (1976), com base em trabalhos da Geomorfologia (Cailleux e Tricart) – pioneiros na discussão escalar – as escalas seriam organizadas de acordo com ordens de grandeza, as quais se refletiriam em unidades de superfície, escalas cartográficas de tratamento, espaços climáticos, espaços urbanos e estratégias de abordagem, englobando meios de observação, fatores de organização e técnicas de análise (QUADRO 01).

Constata-se que, na medida em que ocorrem trânsitos entre os níveis escalares de maior grandeza para os inferiores, os fatores de organização passam a corresponder às variáveis mais detalhadas em termos de processos, possibilitando a passagem da circulação secundária até os fatores de arquitetura e habitação.

Segundo as concepções de Monteiro, a escala zonal (relações oceanoatmosfera e de circulação atmosférica) apresenta o papel de diversificação; a escala regional, de organização; e a escala ou nível local, de especialização. Em outras palavras, pode-se compreender que a gênese dos processos climáticos ocorre nas escalas superiores (interações oceano-atmosfera, centros de ação e sistemas atmosféricos), sendo organizados em mesoescala (tipo de tempo ou estado atmosférico) e apresentando repercussões espaciais em escalas locais (interação natureza-sociedade).

Estas compreensões escalares foram amplamente utilizadas do ponto de vista dos estudos de clima urbano, predominantes a partir da década de 1970 (MONTEIRO, 1976; MENDONÇA, 2003). Além disso, foram muito aplicadas às análises regionais, visto que para Monteiro (1962, 1964), o regional indicaria o principal conceito da ciência geográfica, sendo a região o recorte espacial dotado de cientificidade, bem como uma forma de síntese, cujas interações permitiam a compreensão integrada dos elementos e fatores geográficos do clima na produção de unidades regionais homogêneas, assim como pontua Armond (2018).

) 01 – CARACTERÍSTIÇAS TAXONÔMICAS DA ORGANIZAÇÃO GEOGRÁFICA DO CLIMA	DAGEM	TÉCNICAS DE ANÁLISE	Caracterização geral comparativa	gerar comparativa Redes Transectos Mapeamento sistemático sistemático espacial		Análise espacial	Especiais			
	ESTRATÉGIAS DE ABOR	FATORES DE ORGANIZAÇÃO	Latitude Centros de ação atmosférica	Sistemas meteorológicos (circulação secundaria)	Fatores geográficos regionais	Integração geoecológica Ação antrópica	Urbanismo	Arquitetura	Habitação	
		MEIOS DE OBSERVAÇÃO	Satélites Reanálises	Cartas sinóticas Sondagens Rede	meteorológica de superfície	Posto meteorológico Rede complementar	Registros móveis (episódicos)	(Detalhe)	Baterias de instrumentos especiais	
	ESPAÇOS URBANOS		ı	ı	Megalópole Grande área metropolitana	Área metropolitana Metrópole	Cidade grande Bairro ou subúrbio de metrópole	Pequena cidade Fácies de bairro/subúrbio de cidade	Grande edificação Habitação Setor de habitação	
	ESPAÇOS CLIMÁTICOS		Zonal	Regional	Sub-Regional (Fácies)	Local	Mesoclima	Topoclima	Microclima	
	ESCALAS CARTOGRÁFICAS DE TRATAMENTO		1:45.000.000 1:10.000.000	1:5.000.000 1:2.000.000	1:1.000.000 1:500.000	1:250.000 1:100.000	1:50.000 1:25.000	1:10.000 1:5.000	1:2.000	
QUADR(UNIDADES DE SUPERFÍCIE		milhões de km	milhões de km	centenas de km	dezenas de km	centenas de km	dezenas de metros	Metros	
	ORDENS DE	GRANDEZA (CAILLEUX E TRICART)	=	≡	2	>	5	ı	ı	

43

отиэманјатэд

FONTE: Adaptado de Monteiro (1976).

٦

As abordagens adotadas por Ribeiro (1993), Monteiro (1976) e Jardim (2015, 2018) discutem de forma semelhante as escalas nas suas ordens de grandeza espaciais (macro, meso e microclima) e temporais (geológica, histórica e contemporânea) - QUADRO 02.

ESCALA ESPACIAL									
Ordem de Grandeza	Subdivisões	es Escala Escala Horizontal Vertical		Temporalidade das variações	Exemplificação Espacial				
Macroclima	Zonal Regional	>2000 km	3 a 12 km	Algumas semanas a vários decênios	O globo, um hemisfério, continentes, mares, etc.				
Mesoclima	Regional Local Topoclima	2000 km a 10 km	12 km a 100 m	Várias horas a alguns dias	Região natural, montanha, região metropolitana, cidade, etc.				
Microclima		10 km a alguns m	Abaixo de 100 m	De minutos ao dia	Bosque, uma rua, edificação/casa, etc.				
		ESCALA T	EMPORA	L					
Geológica	<i>Geológica</i> Estudos do paleoclima, baseados em indicadores biológicos (fósseis, pólens e anéis de árvores), litológicos (sedimentos, camadas de aluviões, depósitos de sal), e morfológicos (terraços fluviais, dunas, formas residuais do relevo, <i>inselbergs</i>). Nessa escala são observadas variações e mudanças climáticas ocorridas no planeta de algumas centenas a várias dezenas de milhões de anos passados.								
Histórica Estudos do clima do passado em períodos da história registrados pelo h com base em descrição de ambientes (relato de viagens, por ex desenhos em paredes de cavernas, registros dos elementos atmos mensurados através dos primeiros instrumentos meteorológicos.									
Contemporânea Estudos baseados em séries de dados meteorológicos de uma ou mais estaç com temporalidade, preferencialmente, superior a 30 anos. A est contemporânea, na qual a maior parte dos climatólogos da atualidade traba volta-se a análise dos tipos de tempo, variabilidade climática de curta durad tendências climáticas e estabelecimento de médias.									

QUADRO 02 – ESCALAS GEOGRÁFICAS (ESPACIAIS E TEMPORAIS) DO CLIMA

FONTE: Adaptado de Mendonça e Danni-Oliveira (2007).

Sant'Anna Neto (2008) aborda estes processos sob o ponto de vista da generalização (escala global atrelada à mudança), organização (escala regional associada à variabilidade) e especialização (escala local ligada ao ritmo), cada uma apresentando gêneses e processos particulares, conforme expresso no QUADRO 03. A variabilidade, neste contexto, situa-se na interface natural-antrópico, visto que, para

o autor, evidencia-se uma indissociabilidade entre a natureza atmosférica (tempo e clima) e suas repercussões em fenômenos/episódios concretos (reflexos na sociedade).

ESCALAS DO CLIMA	Escala Espacial	Escala Temporal	Gêneses	Processos		
Generalização	Global	Mudança	Natural	Movimentos astronômicos, glaciações, vulcanismo, tectônica de placas		
Organização	Regional	Variabilidade	Natural e Antrópica	Sazonalidade, padrões e ciclos naturais, mudanças da paisagem		
Especialização	Local	Ritmo	Antrópica	Uso do solo, expansão territorial urbana, cotidiano		

QUADRO 03 – DIMENSÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO CLIMA, GÊNESES E PROCESSOS

FONTE: Adaptado de Sant'Anna Neto (2008).

No que se refere às elucidações em relação às escalas temporais do clima, Conti (1998) apresentou importantes contribuições a partir da construção de uma hierarquização com base na duração e causas prováveis dos fenômenos do clima (QUADRO 04). Para o autor, as escalas temporais dos fenômenos climáticos encontram-se associadas a determinados fatores de explicação de variabilidade que vão desde a atividade geotectônica e as possíveis variações polares em níveis de revolução climática até as atividades antrópicas na esfera das alterações climáticas. Contudo, nota-se que a abordagem desenvolvida por Conti (1998) apresenta limitações, sobretudo ao se considerar a existência de oscilações multidecenais, sendo estas ligadas aos fatores explicativos de interação oceano-atmosfera, porém apresentando temporalidades superiores a 10 anos.

As escalas temporais também foram abordadas por Zangalli Junior (2020) ao apresentar uma discussão crítica acerca dos conceitos de mudança e alteração climática no âmbito das abordagens de mudanças climáticas globais. Para o autor, as alterações climáticas recentes podem ser entendidas como fenômenos climáticos alterados por uma complexa cadeia de ações sociais e naturais, refletindo as interfaces entre a natureza e sociedade, objeto da análise geográfica.

TERMO	DURAÇÃO	CAUSAS PROVÁVEIS			
Revolução Climática	Superior a 10 milhões de anos	Atividade geotectônica e possíveis variações polares			
Mudança Climática	10 milhões a 100 mil anos	Mudança na órbita de translação e na inclinação do eixo da terra			
Flutuação Climática	100 mil anos a 10 anos	Atividades vulcânicas e mudanças na emissão solar			
Interação Climática	Inferior a 10 anos	Interação atmosfera-oceano			
Alteração Climática	Muito curta	Atividade antrópica, urbanização, desmatamento, armazenamento de água, etc.			

QUADRO 04 – DIMENSÕES TEMPORAIS DO CLIMA

FONTE: Adaptado de Conti (1998).

De modo complementar, Sant'Anna Neto (2013) apresenta contribuições no que se refere ao entendimento da tríade ritmo (variações horárias – diárias), variabilidade (vários anos) e mudança (séculos a milhares de anos) sob a ótica da Climatologia Geográfica, colocando em evidência as escalas temporais do clima (FIGURA 06). Para Armond (2018), ao conferir maior relevância analítica à dimensão cronológica do tempo como principal fator dinamizador dos processos e fenômenos de natureza climática, o autor acabou por produzir uma escala geográfica temporal do clima.

DIMENSÕES TEMPORAIS DO CLIMA Mudança Mudança Tempo curto (histórico) Tempo longo geológicoj Kitmo

FIGURA 06 - ESCALAS TEMPORAIS DO CLIMA

FONTE: Adaptado de Sant'Anna Neto (2013)

Salienta-se que o entendimento das dimensões escalares (espaciais e temporais) torna-se fundamental ao se considerar que as mudanças de escalas não se limitam às questões cartográficas, mas interferem diretamente nos dados, métodos e técnicas adotados no âmbito das pesquisas em Climatologia (NUNES, 1998; NASCIMENTO JUNIOR, 2017). De modo semelhante, segundo Jardim (2018) o fato de não se precisar a escala espacial e temporal dos eventos climáticos implica em não definir a escala de influência, de modo que se corre o risco de se tomar um dado pontual como sendo representativo de ampla extensão espacial. Este fato corrobora com a necessidade de discutir as dimensões escalares dos estudos climáticos.

Neste sentido, compreender o fenômeno climático em estudo implica situá-lo em termos de "escala", "hierarquia" ou "níveis de organização" e, portanto, de "sistema", de acordo com Jardim (2015). Desse modo, a compreensão dos fenômenos climáticos e de suas escalas de influência perpassa pelo entendimento do sistema climático e de sua variabilidade enquanto um conjunto de inter-relações sistêmicas entre o todo e suas partes, cujas interfaces ocorrem por meio de fluxos de matéria e energia.

Ainda no que se refere às discussões escalares, Nascimento Junior (2017), ao avaliar métodos e técnicas de análise de variabilidade do clima, destacou diferentes processos explicativos, identificações de gêneses, recortes temporais, formas de análise, métodos de observação e aplicações utilizados nos estudos desenvolvidos sob à ótica da Climatologia Geográfica (FIGURA 07). Estes procedimentos variam de acordo com as escalas têmporo-espaciais adotadas nas pesquisas. Este fato coloca a discussão de escala no cerne das abordagens climatológicas, ainda que, em muitos casos, estas dinâmicas sejam deixadas em um segundo plano nos referidos estudos.

A importância de se pensar em termos de escalas, advém do fato de que a depender dos recortes temporais e espaciais adotados, os processos explicativos, os meios de observação e as formas de análise dos fenômenos climáticos variam consideravelmente (FIGURA 07). A título de exemplificação pode-se citar: um estudo voltado à compreensão das interações oceano-atmosfera em escalas espaciais regionais necessita de dados mensais ou anuais de séries históricas de fenômenos climáticos para a sua execução, ao passo que para uma análise de eventos extremos e impactos em ambientes urbanos serão necessários dados horários ou diários. As

técnicas de análise, os processos explicativos e os meios de observação também diferenciam-se considerando os dois exemplos adotados.



FIGURA 07 - MÉTODOS E TÉCNICAS DE ANÁLISE DA VARIABILIDADE DO CLIMA

Partindo-se destes pressupostos nota-se que no âmbito da Climatologia Geográfica, a maior parte dos estudos concentra-se nas análises regionais (mesoclima), preconizadas ao longo do tempo, enfatizando, sobretudo, o paradigma do ritmo como forma de observação dos fenômenos climáticos. Para além disso, as escalas locais (mesoclima), com o predomínio das análises de clima urbano a partir de década de 1970, também se destacam na literatura em face desta temática.

Cabe ressaltar que, para Sant'Anna Neto (2001), o paradigma do ritmo, amplamente utilizado nas abordagens da Climatologia Geográfica, contribuiu para a evolução do conhecimento da atmosfera, sobretudo ao permear as investigações para além das médias dos elementos do clima. Por outro lado, o autor ressalta que:

> Todo o arcabouço teórico e metodológico que nos foi legado por Monteiro nas últimas décadas (...) [tem] demonstrado certo esgotamento, tanto no sentido técnico propriamente dito como no sentido teórico de uma releitura do clima e dos fenômenos atmosféricos numa perspectiva do atual estágio de evolução da ciência geográfica (SANT'ANNA NETO, 2001, p. 55).

FONTE: Adaptado de Nascimento Junior (2017).

Sant'Anna Neto (2001) ainda enfatiza a necessidade, por parte dos geógrafos, de aproximações em relação às técnicas utilizadas pelos meteorologistas, no sentido de melhor compreender a complexidade do sistema atmosférico e, por meio das lentes da Geografia, promover as interfaces natureza (sistema climático complexo) e sociedade.

Neste contexto, os estudos voltados à busca de explicações para os fenômenos climáticos nos níveis macro (gênese dos fenômenos climáticos que se expressam em escalas regionais e locais), apesar de menos expressivos entre os trabalhos realizados na Climatologia Geográfica, são importantes, sobretudo no sentido de tentar compreender o papel dos oceanos enquanto moduladores de parâmetros climáticos.

Desse modo, no âmbito deste estudo, com o intuito de compreender as interrelações entre o oceano e atmosfera, bem como os seus efeitos na modulação da pluviosidade no clima Subtropical brasileiro, adota-se a escala espacial macroclimática em interface com a mesoclimática (efeitos globais da interação oceano-atmosfera com repercussões nas escalas regionais – clima Subtropical). Do ponto de vista temporal admite-se a escala contemporânea do clima (1976-2019) e o campo de interação entre flutuações e interações climáticas, de acordo com a perspectiva de Conti (1998).

Ademais, a presente tese busca aproximações em relação às técnicas adotadas por ciências afins à Geografia, como a Meteorologia e a Oceanografia, no intuito de melhor compreender o sistema climático, dotado de alta complexidade, e seus desdobramentos no que se refere à variabilidade pluvial.

1.2 PADRÕES DE TELECONEXÃO: AS INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA E SEUS REFLEXOS NA VARIABILIDADE PLUVIAL

Os oceanos recobrem grande parte do planeta e participam de trocas energéticas com a atmosfera, de modo que muitos padrões atmosféricos são explicados, direta ou indiretamente, pelas variações na TSM (WELLS, 1998; CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; SILVA e SILVA, 2012; AMBRIZZI, SACCO e FERRAZ, 2014; LIMBERGER, 2015).

Wells (1998) e Holton (2004) ressaltam que todas as escalas de movimentação climática são envolvidas pela transferência de energia entre o oceano e a atmosfera, sendo que os oceanos tendem a prolongar as anomalias atmosféricas em decorrência de sua propriedade de alto calor específico, condição que resulta em uma grande inércia térmica da camada de mistura da superfície oceânica. O acoplamento entre a atmosfera e o oceano é um dos proporcionadores de variabilidade climática, fazendo com que a troca de energia entre seus fluídos tenha um papel fundamental na regulação do clima (DESER *et al.*, 2010). Assim, compreender as anomalias de TSM torna-se essencial para o entendimento dos fenômenos climáticos.

Do ponto de vista da atmosfera, o modelo teórico tricelular (Hadley, Ferrel e Polar) condiciona áreas de ascensão e subsidência do ar, as quais possibilitam interações trópicos-trópicos e trópicos-extratrópicos (FIGURA 08A). Em escala global, os trópicos e extratrópicos interagem por meio da circulação atmosférica de Hadley e de Ferrel (LIU e ALEXANDER, 2007).

A variabilidade oceânica, por sua vez, atua como forçante atmosférica, sendo que a circulação termohalina pode fornecer uma teleconexão oceânica eficaz para interações climáticas inter-hemisféricas (LIU e ALEXANDER, 2007). No contexto do oceano, o transporte de calor pelas correntes marítimas, a mistura vertical e a profundidade da termoclina são importantes parâmetros de análise que afetam diretamente a TSM. A climatologia, o desvio padrão e a Função Ortogonal Empírica (EOF) da TSM global encontram-se ilustrados na FIGURA 08B.

Liu e Alexander (2007), em seu trabalho intitulado *"Atmospheric Bridge, Oceanic Tunnel, and Global Climatic Teleconnections"* ressaltam que no âmbito destes processos de interação, a atmosfera atua como uma "ponte" entre diversas partes do oceano, ao passo que os oceanos figuram como um "túnel" ligando diversas partes da atmosfera.



FIGURA 08 – (A) CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E (B) VARIABILIDADE OCEÂNICA: CLIMATOLOGIA, DESVIO PADRÃO E EOF

FONTE: (A) - <u>https://www.tempo.com/noticias/ciencia/circulacao-geral-da-atmosfera-terrestre.html</u>; (B): Deser *et al.* (2010). Organização: Goudard (2021).

As conexões entre o oceano e a atmosfera que se propagam para outras regiões do globo são denominadas de teleconexões, as quais explicam como as anomalias que acontecem em uma região do planeta estão associadas às anomalias em regiões remotas (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; 2021).

O termo foi empregado, primeiramente, em 1935 por Anders Angstrom para designar padrões recorrentes e persistentes de anomalias em grande escala, em vastas regiões geográficas (AMBRIZZI, 2003; CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009). Estes processos também são intitulados de modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência, atuando em escalas planetárias, com o recobrimento de distâncias da ordem de grandeza de 1000 km e apresentando estruturas de padrões de onda geograficamente dependentes (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; GRIMM e AMBRIZZI, 2009).

De maneira geral, estas interconexões acontecem por estruturas do tipo dipolo ou mudança direta de circulação nas interfaces trópico-trópico e por trens de ondas de Rossby que, no contexto dos trópicos-extratrópicos, se propagam na entrada ou saída das correntes de jatos (HOSKINS e AMBRIZZI, 1993; AMBRIZZI, HOSKINS e HSU, 1995; LIU e ALEXANDER, 2007; CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; 2021). Cavalcanti e Ambrizzi (2009; 2021) ressaltam que as correntes de jato na alta troposfera agem como guias de ondas e podem orientar a propagação de energia por longas distâncias por meio das interações oceano-atmosfera.

Os estudos pioneiros em relação ao tema remontam ao século XIX, com destaque para a descoberta das Oscilações do Atlântico Norte (OAN), do Pacífico Norte (OPN) e da Oscilação Sul (OS), por Walker em 1924 (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009). Cabe ressaltar que ainda que as primeiras evidências de teleconexões globais remontem à década de 1920 e a sua definição enquanto conceito tenha ocorrido em 1935, somente nos anos 1970 um maior número de trabalhos começou a mostrar, de forma mais clara, o acoplamento oceano-atmosfera, como enfatizam Cavalcanti e Ambrizzi (2009; 2021).

No hemisfério norte (HN), os trabalhos de Wallace e Gutzler (1981) foram precursores ao identificar vários padrões de teleconexões, tais como Pacífico-América do Norte (PNA - sigla em inglês), Atlântico Oeste (AO), Atlântico Leste (AL), Eurásia (EU) e Pacífico Oeste (PO). Os modos de variabilidade dominantes neste hemisfério referem-se à: (I) Oscilação do Ártico (OA), também chamada de Modo Anular do Hemisfério Norte (THOMPSON e WALLACE, 2000), (II) Pacífico-América do Norte (PNA – sigla em inglês), cujas características foram identificadas por Namias (1978) e analisadas por Horel e Wallace (1981), e (III) Oscilação do Atlântico Norte (NAO – sigla em inglês), identificada por Walker e Bliss (1932) e analisada por Van Loon e Rogers (1978) e Rogers e Van Loon (1979).

No hemisfério sul (HS) as primeiras observações de teleconexões foram realizadas por Mo e White (1985), aplicando os mesmos métodos de Wallace e Gutzler (1981) para o HN. Os estudos pioneiros de teleconexões foram mais expressivos no final dos anos 80 e início dos anos 90, com destaque para as análises de Mo e White (1985), Mo e Ghil (1987), Kidson (1991), Hsu e Lin (1992), Hoskins e Ambrizzi (1993), Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995), dentre outros.

Os modos de variabilidade e teleconexões dominantes no HS, segundo Cavalcanti e Ambrizzi (2009, 2021), são: (I) o Modo Anular Sul (SAM – sigla em inglês) também conhecido como Oscilação Antártica (AAO), cujo índice foi proposto inicialmente por Gong e Wang (1999), (II) o Pacífico – América do Sul (PSA – sigla em inglês), identificado por Mo e Ghil (1987) e analisado em diversos trabalhos, tais como os de Karoly (1989), Ghil e Mo (1991), Mo e Higgins (1998), Kidson (1999), Cavalcanti (2000), Mo e Paegle (2001), Castro e Cavalcanti (2001), Cunningham e Cavalcanti (2006), dentre outros, e (III) o Índice Transpolar ou de Pittock, menos abordado na literatura.

Esses processos apresentam reflexos do ponto de vista climático, uma vez que o PSA atua na configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e do Sistema de Monções de América do Sul (SMAS), o Pittock nos deslocamentos do vórtice polar e a AAO na trajetória das frentes frias (RUDEVA e SIMMONDS, 2015), ZCAS (ROSSO *et al.*, 2018) e ASAS (CARPENEDO e AMBRIZZI, 2020).

No que se refere aos estudos que enfatizaram os padrões de propagação de ondas, o trabalho de Hsu e Lin (1992) destaca-se por demonstrar, por meio de mapas de correlação de perturbações, sete rotas preferenciais de propagação de onda: 1) Norte da Ásia; 2) Sul do continente Eurasiano; 3) Pacífico Norte; 4) Pacífico equatorial Leste; 5) América do Norte e Atlântico; 6) Atlântico Norte; 7) oceanos Índico Sul e Atlântico Sul (FIGURA 09). Este estudo possibilitou ainda a identificação de alguns padrões de propagação de ondas inter-hemisféricas (HSU e LIN, 1992).



FIGURA 09 - MAPAS DE AUTOCORRELAÇÃO LINEAR DE ROTAS PREFERENCIAIS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS

FONTE: Hsu e Lin (1992, p. 1173). Legenda: a) filtro passa-baixa (banda de baixa frequência) e b) filtro passa-banda filtrado nos dados da perturbação da função de corrente.

De modo semelhante, Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995) realizaram uma pesquisa acerca da propagação das ondas de Rossby e dos padrões de teleconexão no inverno austral (JJA), cujos resultados evidenciaram seis regiões de máxima teleconexão (FIGURA 10): 1) Austrália; 2) Pacífico Sul subtropical; 3) América do Sul; 4) Oceanos Índico e Atlântico extratropicais, e regiões polares perto de 60°S; 5) entre 120 e 180°E; e 6) entre 80 e 30°W.

FIGURA 10 - GUIAS DE ONDA E PADRÕES PREFERENCIAIS DE PROPAGAÇÃO NOS HEMISFÉRIOS NORTE E SUL



FONTE: Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995).

Essas regiões tendem a ser orientadas zonalmente e coincidem, em geral, com a localização das correntes de jato, as quais atuam como guias de ondas. Desse modo, Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995) evidenciaram ainda quatro guias de ondas preferenciais na atmosfera, quais sejam: 1) Jato Asiático-Norte Africano; 2) Jato do Atlântico Norte – Norte da Europa; 3) Jato Australiano; e 4) Jato Polar, conforme expresso na FIGURA 11.

0 30 60 90 120 150 180 150 120 90 60 30 0 90N 60N 30N EQ 305 603 905

FIGURA 11 – ROTAS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS NOS HEMISFÉRIOS NORTE E SUL

FONTE: Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995).

Neste contexto, de acordo com Stenseth *et al.* (2003) verificam-se diversos padrões climáticos de grande escala ao longo do globo, marcados pelo acoplamento oceano-atmosfera e proporcionadores de variabilidades climáticas, tais como: Oscilação Antártica (AAO) ou Modo Anular Sul (SAM), Oscilação Ártica (AO) ou Modo Anular do Norte (NAM), Padrão do Atlântico Leste (EA), Padrão do Atlântico Leste / Rússia Ocidental (EAWR), El Niño - Oscilação Sul (ENOS), Padrão do Pacífico Leste (EP), Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Oscilação do Pacífico Norte (NP), Oscilação Decenal do Pacífico (PDO), Pacífico-América do Norte (PNA), Padrão escandinavo (SCAN), Padrão tropical / hemisfério norte (TNH), Padrão do Pacífico Ocidental (WP), entre outras.

Estas oscilações e padrões de propagação enfatizam o acoplamento entre o oceano e a atmosfera na modulação climática de baixa frequência (escalas intrassazonais, interanuais, decenais, multidecenais) (NASCIMENTO JUNIOR, 2014) e de alta frequência, sendo fundamentais para a compreensão da complexidade climática e para subsidiar os modelos de previsão.

Salienta-se que os estudos atrelados ao tema supracitado têm avançado nas últimas décadas de maneira concomitante à evolução de conhecimentos sobre a dinâmica e a termodinâmica atmosférica, de computação, da coleta e armazenamento de dados meteorológicos e, especialmente, com a maior compreensão sobre a propagação de ondas planetárias (LIMBERGER, 2015; 2016).

Ademais, a relevância das análises de dimensões atmosféricas integradas às oceânicas encontra-se na possibilidade de compreensão do globo como um todo complexo, de modo a permitir avanços no que tange aos entendimentos do tempo e do clima em nível escalar macroclimático (LIMBERGER, 2016).

Entretanto, cabe ressaltar que por mais que os estudos acerca da temática supracitada tenham avançado substancialmente nas últimas décadas, ainda restam muitas lacunas tanto no que se refere à compreensão isolada de padrões de variabilidade em escalas intrassazonais, interanuais e interdecenais em suas fases negativas e positivas, como também dos potenciais efeitos combinados de modos de variabilidade em escalas temporais semelhantes e distintas. Este fato suscita a necessidade de aprofundamento dos estudos desenvolvidos neste campo interdisciplinar de conhecimento, envolvendo as interfaces entre a Geografia, a Meteorologia e a Oceanografia.

1.2.1 Principais padrões de teleconexões e modos de variabilidade

O acoplamento oceano-atmosfera está associado a padrões de anomalias climáticas que podem ser vistos a partir de algumas variáveis atmosféricas, as quais se expressam em modos de variação intrassazonais (GRIMM, 2019), interanuais (BARROS e SILVESTRI, 2002; GRIMM, 2011, GRIMM e ZILLI, 2009; GRIMM, 2009b, 2021b; TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015; 2016), interdecenais e multidecenais (GRIMM *et al.,* 2016; GRIMM e SABOIA, 2015; KAYANO e ANDREOLI, 2009; 2021).

Neste item, os modos de variabilidade interanuais, interdecenais e multidecenais são colocados em evidência, no que se refere aos seguintes aspectos: local de ocorrência oceânica, estudos pioneiros, diferenciações de fases e de seus reflexos na pluviosidade, bem como efeitos combinados entre as oscilações com escalas temporais semelhantes e distintas. O local de ocorrência das principais anomalias oceânicas abordadas ao longo deste item do capítulo 1 encontra-se destacado na FIGURA 12.



FIGURA 12 – LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS ÁREAS DE ANOMALIAS DE TSM

FONTE: elaborado por Goudard (2021) baseado em Souza e Reboita (2021).

Legenda: <u>ENSO</u> – El Niño Oscilação Sul (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Níño 4), <u>PDO</u> – Oscilação Decenal do Pacífico, <u>IPO</u> – Oscilação Interdecenal do Pacífico, <u>AMO</u> – Oscilação Multidecenal do Atlântico, NAO – Oscilação do Atlântico Norte, <u>TNA</u> – Índice do Atlântico Tropical Norte, <u>TSA</u> – Índice do Atlântico Tropical Sul, <u>SAODI</u> - Índice do Dipolo do Oceano Atlântico Sul, <u>SASDI</u> - Índice do Dipolo do Atlântico Sul Subtropical, <u>IASAS</u> – Índice do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, <u>SAM/AAO</u> – Oscilação Antártica, <u>AO/NAM</u> – Oscilação Ártica, <u>IOD</u> – Dipolo do Índico, <u>MJO</u> – Oscilação Madden-Julian (intrassazonal) e WP - Índice do Pacífico Ocidental.

1.2.1.1 El Niño - Oscilação Sul (ENOS / ENSO)

O ENOS, compreendendo El Niño (EN) e La Niña (LN), configura-se como o principal modo de variabilidade interanual com efeitos na América do Sul, com importantes reflexos no que se refere à variabilidade da precipitação (GRIMM, 2011; 2009b; 2021b).

Trata-se de um fenômeno acoplado oceano-atmosfera marcado pela alteração da TSM no Pacífico Equatorial Centro-Leste (componente oceânica), conjugada com a oscilação da pressão atmosférica no Pacífico (Oscilação Sul – componente atmosférica) - FIGURA 13, de modo que se configura como uma gangorra de pressão² em grande escala, que se reflete nas condições de tempo em escalas globais (GRIMM, 2009b; 2021b). A descrição desta oscilação e de suas fases tem sido colocada em evidência em diversos trabalhos como os de Philander (1990), Trenberth e Caron (2000), Wang *et al.* (2016), Grimm (2009b, 2021b), Cai *et al.* (2020), dentre outros.

FIGURA 13 – (A) COMPONENTE OCEÂNICA E (B) ATMOSFÉRICA DAS CONDIÇÕES DE LA NIÑA E EL NIÑO



FONTE: NOAA (climate.gov). Organização: Goudard (2021).

As principais modificações climáticas atreladas a este modo de variabilidade ocorrem pela alteração da circulação das células de Walker e Hadley (BJERKNES,

² Gangorra de pressão: diferença de pressão entre Tahiti e Darwin que resulta em mudanças de circulação atmosférica.

1969) e da propagação de ondas de Rossby através dos padrões PNA (WALLACE e GUTZLER, 1981) e PSA (MO e WHITE, 1985).

Do ponto de vista da circulação atmosférica (FIGURAS 13 e 14), destaca-se a Oscilação Sul, marcada por flutuações de pressão entre Taiti (na Polinésia Francesa, Oceania) e Darwin (Austrália, Oceania). Desse modo, durante episódios de EN, o índice da Oscilação Sul negativo é marcado por pressão mais alta em Darwin e mais baixa em Taiti, de modo que ocorrem enfraquecimentos dos ventos alísios sobre o Pacífico. Em contrapartida, a fase positiva da OS, correspondente a fase fria (La Niña) do fenômeno, encontra-se relacionada a pressão mais baixa em Darwin e mais alta em Taiti, fortalecendo os alísios no mesmo oceano, uma vez que as movimentações de ar ocorrem no sentido das altas para as baixas pressões.

No que se refere à componente oceânica, verificam-se aquecimentos do oceano Pacífico Equatorial Centro-Leste na fase de El Niño (fase quente) - FIGURA 14A e resfriamentos na fase fria, de La Niña, com alterações na profundidade da termoclina, sendo esta mais inclinada em casos de LN (FIGURA 14C). A LN configura-se como uma intensificação da condição neutra do fenômeno (FIGURA 14B).





FONTE: NOAA (climate.gov). Organização: Goudard (2021)

Na fase positiva do ENOS, o enfraquecimento dos alísios de nordeste favorece a redução do fluxo ressurgente de águas frias e da inclinação da termoclina, de modo que a TSM do Oceano Pacífico Equatorial Centro-Leste fica anomalamente quente (FIGURA 14A). Neste processo, o aquecimento do Oceano Pacífico Leste favorece a convergência dos ventos na atmosfera adjascente e, portanto, promove deslocamentos e a bipartição da célula de Walker (GRIMM, 2009b, 2021b). Nesta fase, devido ao deslocamento da célula de Walker, ocorrem chuvas abaixo da média no Norte e Nordeste do Brasil, locais nos quais ocorrem aumentos das subsidências de ar da célula de Walker bipartida. Em contrapartida, verificam-se precipitações acima da média no sul do Brasil devido a teleconexões extratropicais por ondas de Rossby e a intensificação do JBN (GRIMM, 2003; 2004; 2009b, 2021b).

Durante eventos de La Niña, constatam-se fortalecimentos da condição atmosférica normal, com ventos alísios mais fortes. Estes processos fazem com que as águas mais quentes concentrem-se no oeste no Pacífico e águas mais profundas ressurjam no Pacífico Equatorial Centro-Leste, resultando em temperatura mais fria próximo à costa oeste da AS e uma termoclina com maior inclinação (FIGURA 14C). Do ponto de vista da célula de Walker, notam-se convergências do ar mais intensas nas porções oceânicas mais quentes no oeste do Pacífico Equatorial, subsidências no centro-leste associada ao resfriamento das águas e mais convergências sobre a AS. Estes fatos fazem com que ocorram anomalias pluviais positivas no norte e nordeste e negativas no centro-sul do Brasil.

Apesar dos avanços científicos quanto aos efeitos do ENOS em escala global, ainda restam questionamentos científicos em relação aos gatilhos que permitem o início deste processo, sobretudo do ponto de vista dos mecanismos oceânicos (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; MOLION, 2017; CAI *et al.*, 2020).

O monitoramento destes fenônemos acontece em áreas do Pacífico Tropical, por meio de índices atmosféricos (Oscilação Sul) e oceânicos - áreas do Niño 1+2 (0-10S; 80-90O), Niño 3 (5S-5N; 90O – 150L), Niño 3.4 (5S-5N; 170O- 120O) e Niño 4 (5S-5N; 160L-150O), índices MEI, ONI, dentre outros. O índice ONI registra as temperaturas médias da superfície do mar no Pacífico Tropical Centro-Leste (região do Niño 3.4), sendo considerado EN (LN) temperaturas acima (abaixo) de 0,5°C persistentes (5 trimestres consecutivos) segundo a média móvel de 3 meses, conforme FIGURA 15, que retrata as fases positiva (vermelho) e negativa (azul) do ENOS no período de 1950 a 2020.

Year	DIF	1EM	FMΔ	ΜΔΜ	AM1	M11	114	145	ASO	SON	OND	ND1
1950	-1.5	-1.3	-1.2	-1.2	-1.1	-0.9	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8
1951	-0.8	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.9	1.0	1.2	1.0	0.8
1952	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1
1953	0.4	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
1954	0.8	0.5	0.0	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.8	-0.9	-0.8	-0.7	-0.7
1955	-0.7	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-1.1	-1.4	-1./	-1.5
1957	-0.2	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.3	1.3	1.3	1.4	1.5	1.7
1958	1.8	1.7	1.3	0.9	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6
1959	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0
1960	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1
1961	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2
1962	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4
1964	1.1	0.6	0.1	-0.3	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.6	-0.3	-0.1	0.2	0.5	0.8	1.2	1.5	1.9	2.0	2.0	1.7
1966	1.4	1.2	1.0	0.7	0.4	0.2	0.2	0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3
1967	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-0.2	0.0	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.4
1968	-0.6	-0.7	-0.6	-0.4	0.0	0.3	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	1.0
1970	0.5	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.9	-1.1
1971	-1.4	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9
1972	-0.7	-0.4	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.4	1.6	1.8	2.1	2.1
1973	1.8	1.2	0.5	-0.1	-0.5	-0.9	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7	-1.9	-2.0
1974	-1.8	-1.6	-1.2	-1.0	-0.9	-0.8	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.6
1975	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.4	-1.6	-1.7
1977	0.7	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8
1978	0.7	0.4	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	0.0
1979	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.0
1981	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1
1982	22	19	1.5	0.5	0.7	0.7	0.8	-0.1	-0.5	-0.8	-1.0	-0.9
1984	-0.6	-0.4	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4
1986	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.2	1.1	0.9	1.0	1.2	1.5	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.9	-1.3	-1.3	-1.1	-1.2	-1.5	-1.8	-1.8
1909	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.8	1.2	1.5
1992	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1	0.7	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7	1.0	1.1
1995	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	0.8	1.2	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	2.4
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
1999	-1.5	-1.3	-1.1	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.2	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7
2001	-0.1	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8
2006	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.8	0.9	0.9
2007	0.7	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.3	-1.5	-1.6
2008	-0.8	-0.8	-0.6	-0.3	0.0	0.3	0.4	0.2	0.2	1.0	1.4	1.6
2010	1.5	1.2	0.8	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.3	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.0	-1.1	-1.0
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.5	-0.3	0.0	0.2	1.2	0.0	1.0	0.2	2.4	2.6	2.6
2016	2.5	2.1	1.6	0.9	0.4	-0.1	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6
2017	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-0.8	-1.0
2018	-0.9	-0.9	-0.7	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	0.8
2019	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5
2020	0.5	0.5	04	1 0 2	-01	-03	-04	-0.6	-0.9	-12	-13	-12

FIGURA 15 – VALORES DE ONI MENSAL DE 1950 A 2020: FASES POSITIVAS (VERMELHO) E NEGATIVAS (AZUL) DO ENOS

FONTE: *Oceanic Niño Index* (ONI). Valores maiores do que + 0,5 °C (e menores do que - 0,5 °C) indicam a presença dos eventos EN (LN). Tabela obtida no CPC/ NOAA. Organização: Goudard (2021). Disponível em: <u>https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php.</u>

Para Grimm (2009b, 2021b), o ENOS configura-se como o principal modo de variabilidade interanual das precipitações no Brasil, representando 23,5% (primeiro modo de variabilidade da EOF de precipitação) da variação das precipitações totais anuais. Os efeitos são mais expressivos no contexto da primavera (24,2% no primeiro modo de variabilidade da precipitação), sendo esta a estação mais propícia às teleconexões com o Oceano Pacífico e, portanto, com anomalias pluviais mais expressivas.

No inverno e outono da região Sul nota-se influências do ENOS nas fortes inundações registradas, sobretudo, no inverno seguinte ao início de um episódio de EN. Alguns destes processos estão ilustrados em estudos de Grimm, Ferraz e Gomes (1998) e Grimm, Barros e Doyle (2000) e reforçados em análises pluviais de Tedeschi (2013). No verão, forçantes locais sobressaem-se em relação às remotas, de modo que o ENOS é identificado apenas no segundo modo de variabilidade da EOF (GRIMM, 2009b; 2021b).

Desse modo, o ENOS apresenta importantes contribuições do ponto de vista da variabilidade pluvial, sendo que diversos estudos têm colocado estes processos em evidência, tanto em um contexto global, como regional. Entre estes trabalhos pode-se citar: Ropelewski e Halpert (1987; 1989), Aceituno (1988), Rao e Hada (1990), Grimm, Ferraz e Gomes (1998), Grimm, Barros e Doyle (2000), Coelho, Uvo e Ambrizzi (2002), Grimm e Tedeschi (2009); Grimm (2003, 2011, 2009b, 2021b), Cai *et al.* (2020), dentre outros.

No contexto da pluviosidade, os impactos descritos enfatizam precipitações acima (abaixo) da média no sul do Brasil (Norte e Nordeste do Brasil) em EN e abaixo (acima) da média em eventos LN. Estas dinâmicas são decorrentes de anomalias da circulação de Walker no Norte (teleconexões trópico-trópico) e nos subtrópicos referem-se à propagação de ondas de Rossby (trópico-extratrópico e extratrópico-extratrópico) a partir de fontes anômalas de calor nos trópicos associadas ao ENOS.

Contudo, há significativa variabilidade entre os eventos, em razão das diferenças de anomalias da TSM, bem como das diferentes tipologias. Estudos recentes vêm demonstrando que os impactos do ENOS variam de acordo com a posição das anomalias de TSM (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007; KAO e YU, 2009; ASHOK e YAMAGATA, 2009; BRITO, 2011; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015; 2016; ANDREOLI *et al.*, 2016; KAYANO *et al.*, 2016; WELTER, 2018; CAI *et al.*, 2020). Assim, os efeitos na variabilidade das precipitações

são heterogêneos ao se considerar as tipologias dos ENOS em Canônico/ Convencional/Leste (EP), Modoki³/ Central (CP) e MIX, como ilustrado na FIGURA 16.

FIGURA 16 - CONFIGURAÇÃO OCEÂNICA DAS DIFERENTES TIPOLOGIAS DE ENOS: (A) DIFERENTES TIPOS DE ENOS, (B) ÁREAS DO OCEANO – REGIÕES NIÑO E ÁREAS DOS ENOS LESTE (CANÔNICO) E CENTRAL (MODOKI), (C) – EXEMPLOS DE ANOMALIAS DE TSM EM ENOS CANÔNICOS E MODOKI



FONTE: (A) - Ashok e Yamagata (2009); (B) NOAA Climate.gov. e Tedeschi *et al.* (2015, 2016); (C) – Welter (2018). Organização: Goudard (2021).

³ Modoki significa "pseudo" em japonês, ou seja, parecido, mas não igual.

Nos ENOS EP, a anomalia máxima de TSM ocorre na região Equatorial Centro-Leste do Pacífico (Niño3 adaptada para evitar sobreposições = $140^{\circ}O-90^{\circ}O$, $5^{\circ}N-5^{\circ}S$) e nos CP, estes processos ocorrem no Pacífico Central (Niño4 = $160^{\circ}L-150^{\circ}O$, $5^{\circ}N-5^{\circ}S$), conforme ilustrado na FIGURA 16B. Além disso, trabalhos de Yu e Kim (2013) e Andreoli *et al.* (2016) sugerem e existência de eventos Mix, sendo estes marcados pela combinação de EP e CP durante a evolução do fenômeno.

A alteração das regiões das máximas anomalias de TSM entre os eventos mencionados (FIGURA 16A e FIGURA 16C) resulta em modificações dos padrões pluviais documentados na literatura sobre a presente temática e, portanto, suscitam a necessidade de estudos que abordem estas variações em termos de pluviosidade em diferentes contextos regionais.

Análises de Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015; 2016), ao avaliarem a influência do ENOS Central (C) e Leste (L) em eventos extremos de precipitação na América do Sul nas diferentes estações do ano, destacaram que as anomalias de TSM de ENL e LNC são geralmente mais fortes que em ENC e LNL. Além disso, as diferenças de anomalias de precipitação são mais evidentes entre os ENL e ENC em comparação a LNL e LNC, mais semelhantes entre si.

Cai *et al.* (2020), ao realizarem uma revisão teórica sobre o ENOS, demonstraram espacialmente a variabilidade das precipitações sazonais (JJA-0, SON-0, DJF+1 e MAM+1) em contextos de ENOS EP e CP. Os autores concluíram que as anomalias pluviais positivas no sudeste da AS são mais expressivas em El Niño EP (FIGURA 17 – primeira coluna), sobretudo, em SON, DJF (+1) e MAM (+1), bem como constataram alterações de padrões no outono entre estes eventos, com aumentos (diminuições) pluviais em ENEP (ENCP) em MAM+1 no sudeste da AS (FIGURA 17 – primeira e segunda coluna). Para as La Niñas, os autores identificaram que as anomalias negativas de chuvas no sudeste da AS são mais evidentes em SON(0) e D(0)JF+1 para LNEP e em SON(0) para LNCP (FIGURA 17 – terceira e quarta coluna).

Em síntese, pode-se constatar que os eventos ENOS tradicionais (Canônicos ou Leste) desempenham efeitos mais fortes sobre as precipitações nos EN em comparação às LN. Em contrapartida, durante os eventos Modoki (ou Central) os efeitos do EN são mais fracos e deslocados espacialmente em relação aos tradicionais, ao passo que os eventos de LN Modoki têm efeitos mais fortes (KAO e YU, 2009; TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015; 2016; CAI *et al.*, 2020).

FIGURA 17 – EFEITOS DOS ENOS EP E CP NA VARIABILIDADE PLUVIAL SAZONAL (JJA, SON, DJF, MAM) DA AMÉRICA DO SUL



FONTE: Adaptado de Cai et al. (2020).

Dessa forma, nota-se que as diferentes tipologias do ENOS afetam o local de maior anomalia e convecção, bem como os padrões de ondas atmosféricas de Rossby (CAI *et al.*, 2020). Neste contexto, ainda que o ENOS se configure como o principal modo de variabilidade interanual do Brasil e, portanto, a maior parte dos estudos envolvendo teleconexões versem sobre os seus efeitos, ainda restam muitas lacunas e possibilidades de trabalhos envolvendo esta oscilação e as suas diferentes tipologias. Ainda neste sentido, estudos de Capotondi *et al.* (2015), Chen *et al.* (2016), Okumura (2019), Lin e Qian (2019), demonstram a necessidade de se considerar o

ciclo de vida dos ENOS, levando em conta as fases de transição. Para os autores, quatro fases do ENOS devem ser consideradas (fase quente, fase fria, transição frio para quente e transição quente para frio) para substituir o paradigma trifásico tradicional (fase quente, fase fria e fase neutra).

1.2.1.2 Pacífico – América do Sul (PSA)

O PSA é caracterizado por um trem de onda que ocorre na região do Pacífico até o Atlântico (SOUZA e REBOITA, 2021). Trata-se de um dipolo entre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul (MO e GHIL, 1987), não apresentando centros de ação fixos. A sua variabilidade costuma estar associada a padrões de anomalia de circulação sobre a Austrália/Indonésia, promovendo alterações na precipitação no Pacífico, Atlântico e Antártica em diferentes escalas: da intrasazonal a decenal (MO e GHIL, 1987; GHIL e MO, 1991; VINCENT, 1998).

Esta teleconexão apresenta dois padrões de propagação preferencial de ondas: PSA1 e PSA2 (MO e PAEGLE, 2001) - FIGURA 18. O primeiro (PSA1) encontra-se relacionado às anomalias de TSM no centro-leste do Pacífico e apresenta efeitos similares ao ENOS na AS, com aumentos pluviais no sul do Brasil. O segundo (PSA2) apresenta relação com o componente quase bianual do ENOS, com um período de 22 a 28 meses, e encontra-se associado às anomalias de pluviosidade e com o deslocamento das ZCAS (MO e PAEGLE, 2001).



FIGURA 18 - PSA1 E PSA2

FONTE: Souza e Reboita (2021).

Desse modo, PSA1 e PSA2 modulam a circulação e as precipitações na AS, sendo que no inverno, PSA 1 e 2 fazem com que o jato subtropical atue como um guia de ondas e no verão, o PSA1 apresenta os mesmos padrões de alteração de pluviosidade dos ENOS na AS, sendo frequentemente associado aos Sistemas Convectivos de Mesoescala - SCMs (CAVALCANTI, 2000) e ao Sistema de Monções da América do Sul – SMAS (VERA *et al.*, 2004; 2006). Para Souza e Reboita (2021), PSA1 e PSA2 estão associados com a propagação de ondas de Rossby e com impactos na pressão atmosférica, principalmente ao sul de 20°S, favorecendo ou desfavorecendo a precipitação.

Na área de estudo da presente tese, os índices relacionados ao Pacífico – América do Sul, são associados à correlação positiva com as precipitações, de modo que quando PSA1 e PSA2 estão em fase positiva, ocorrem maiores aportes pluviais no clima Subtropical brasileiro.

1.2.1.3 Oscilação Decenal do Pacífico (PDO)

A Oscilação Decenal do Pacífico, estudada primeiramente por Steven Hare em 1996, configura-se como importante moduladora da variabilidade das precipitações em escalas decenais. Trata-se de uma variabilidade de baixa a baixíssima frequência identificada no Oceano Pacífico Norte (FIGURA 19A), com periodicidades de 20 a 30 anos (MANTUA e HARE, 1997; MANTUA e HARE, 2002; KAYANO e ANDREOLI, 2009).

Para Matua *et al.* (1997), a fase quente (positiva) da PDO configura-se por um forte sistema de baixa pressão na região das Aleutas (noroeste do Pacífico), com águas superficiais mais frias do que o normal no Pacífico Norte e mais quentes na costa oeste das Américas e no Pacífico Tropical Centro-Leste (FIGURA 19B).

Pesquisas realizadas por Mantua *et al.* (1997) e Mantua e Hare (2002) destacam alguns ciclos dessa oscilação ao longo do tempo, quais sejam: dois períodos frios, de 1890 a 1924 e de 1947 a 1976; e dois períodos quentes, de 1925 a 1946 e de 1977 até meados de 1990. A partir da década de 1990 notam-se mais alternâncias das fases quentes e frias da PDO, com oscilações temporais de 10 a 15 anos - FIGURA 19C.

Os efeitos da PDO sobre a precipitação na AS foram avaliados por Silva e Silva (2016) de 1970 a 2003, cujas análises permitiram constatar condições mais

secas e mais úmidas do que o habitual no sudeste da AS para as fases negativa e positiva da PDO, respectivamente. Além disso, Silva, Silva e Ambrizzi (2016) sugeriram que as fases da PDO podem estar associadas a padrões distintos de propagação das ondas de Rossby ao longo do Pacífico Sul, gerando efeitos sobre as precipitações na AS.



FIGURA 19 – OSCILAÇÃO DECENAL DO PACÍFICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE

FONTE: (A) – Localização oceânica da PDO (Fonte: Mata, 2016); (B) Ilustração do padrão médio de TSM e ventos durante as fases positiva e negativa da PDO (Fonte: <u>http://research.jisao.washington.edu/pdo/</u>); (C) – Índice da PDO de 1850 a 2021 (Fonte: Souza e Reboita, 2021) - https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/. Organização: Goudard (2021).

Kayano e Andreoli (2004, 2007), Andreoli e Kayano (2005) e Garreaud *et al.* (2009), realizaram estudos que sugeriram anomalias de precipitação semelhantes ao ENOS na AS, ou seja, anomalias positivas (negativas) na fase positiva (negativa) da PDO nos extratrópicos da AS e o oposto para os trópicos. Além disso, notaram-se efeitos combinados, demonstrando que a intensidade e frequência de EN e LN variam de acordo com o regime da PDO.

De modo semelhante, trabalhos de Kayano e Andreoli (2009) apontam que na PDO+ há tendência de maior número e intensidade de episódios de EN e menor número e intensidade de LN, fato que, teoricamente, intensifica as precipitações na porção centro-sul do Brasil em fases quentes da PDO. Estudos de Silva, Drumond e Ambrizzi (2011) corroboram os resultados já mencionados.

Autores como Kayano e Andreoli (2009) destacam que a PDO pode atuar de forma construtiva para a ocorrência de ENOS, de modo que quando o ENOS e a PDO estão na mesma fase (fase oposta), um modo atua construtivamente (desconstrutivamente) para o padrão do outro, culminando em efeitos positivos (negativos) do ponto de vista da pluviosidade na AS.

De maneira complementar, Kayano, Oliveira e Andreoli (2009) identificaram que em eventos de PDO e ENOS de mesmo sinal, os efeitos são potencializados, especialmente no Nordeste da AS e no sul do Brasil e Uruguai. Para o estado do Paraná, Nascimento Junior (2013) identificou correlações positivas das precipitações com a PDO, principalmente, nas regiões oeste e noroeste e, negativas no leste e litoral do estado.

Kayano e Andreoli (2021) realizaram pesquisas no sentido de reforçar estas premissas e de incluir as tipologias dos ENOS nas discussões dos efeitos combinados com a PDO. Para os autores, os EN que ocorrem em PDO+ são do tipo ENEP e na PDO- apresentam características de ENCP. No contexto das La Niñas, as LNEP ocorrem, sobretudo em PDO-, ao passo que as LNCP são mais presentes na PDO+.

Os EN na PDO+ têm efeitos mais marcantes na América do Sul e as anomalias na célula de Walker são mais intensas, de modo que na faixa tropical notam-se secas mais abrangentes espacialmente e com maiores magnitudes. Ainda de acordo com Kayano e Andreoli (2021), as diferenças de fases (positivas e negativas) da PDO são ainda mais evidentes nas LN e seus efeitos na pluviosidade da AS, com anomalias mais expressivas, sobretudo, na PDO-. Nestes processos configura-se o dipolo chuvoso-seco, com anomalias pluviais positivas no norte e negativas no Sul da AS, com ênfase no trimestre SON. Dessa forma, nota-se que as LN têm efeitos mais fortes na AS em PDO- em detrimento da PDO+.

Tendo como base estas premissas, verifica-se que parte das variações entre os anos de ENOS decorre de associações com a PDO, assim como destacam os estudos de Andreoli e Kayano (2005), Kayano e Andreoli (2007; 2021), dentre outros.

1.2.1.4 Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO)

A Oscilação Interdecenal do Pacífico configura-se como um modo de variabilidade interdecenal com oscilações com período maior ou igual a 8 anos (GRIMM e SABOIA, 2015). Este processo induz anomalias de TSM no Oceano Pacífico Central, as quais se estendem para os subtrópicos (PARKER *et al.*, 2007), conforme representado pelo índice tripolar (FIGURA 20A). Na fase positiva (negativa) verificam-se aquecimentos (resfriamentos) das águas do Oceano Pacífico próximo à linha do Equador (FIGURA 20B), de modo análogo à fase positiva (negativa) do ENOS.

FIGURA 20 – (A) CONFIGURAÇÃO DO ÍNDICE TRIPOLAR (TPI) REPRESENTATIVO DA OSCILAÇÃO INTERDECADAL DO PACÍFICO (IPO) E (B) DE SUAS FASES QUENTE E FRIA





Alguns estudos sugerem impactos no que se refere à variabilidade das precipitações AS em decorrência das fases desta oscilação. Flantua *et al.* (2016) verificaram correlações negativas da IPO com as precipitações no extremo norte e nordeste da AS e correlações positivas que se estendem por todo o sul do continente.

Grimm *et al.* (2016) verificaram relações desta oscilação com a frequência de eventos pluviais extremos na AS durante a primavera e o verão, de modo que se notam os seguintes aspectos: I) anomalias de precipitação positivas no sudeste da AS

e negativas no centro-leste em IPO (+) durante a primavera; II) anomalias positivas de precipitação no sudeste e no centro-leste da AS em IPO (+) no verão e III) anomalias negativas de precipitações no norte da Argentina e sul do Brasil em IPO (-) na primavera. De modo semelhante, Barros e Silvestri (2002) identificaram correlação negativa de precipitação no norte da Argentina e sul do Brasil, associada a IPO na fase negativa na primavera, corroborando com os resultados de Grimm *et al.* (2016).

Além disso, estudos recentes de Grimm *et al.* (2020) demonstram combinações de fases da IPO com a AMO e a geração de estiagens no sul do Brasil. Para os autores há combinação de fases opostas das duas oscilações climáticas interdecenais: a fase positiva da AMO e a fase negativa da IPO, concomitantemente a um El Niño Central/ Modoki foram os principais elementos para a estiagem do trimestre de fevereiro-março-abril (FMA) de 2020 no sul do Brasil.

Cai *et al.* (2020) também evidenciaram relações da IPO com os diferentes tipos de ENOS, de modo que em IPO positivo (negativo) verifica-se a predominância de ENEP e LNCP (ENCP e LNEP). Dessa forma, constatam-se evidências de que a IPO atua como moduladora das precipitações na AS, de maneira conjugada com outras oscilações.

1.2.1.5 Oscilação Antártica (AAO / SAM)

A Oscilação Antártica (AAO) ou Modo Anular Sul (SAM) é o principal modo de variabilidade extratropical do Hemisfério Sul (KIDSON, 1988; THOMPSON e WALLACE, 2000). Esta oscilação é denominada de diversas formas, tais como Circulação do Hemisfério Sul (KAROLY, HOPE e JONES, 1996), Oscilação Antártica (GONG e WANG, 1998), Modo de Alta Latitude (KIDSON e WATTERSON, 1999), Circulação de Alta Latitude (RENWICK, 2002), Modo Anular do Hemisfério Sul (THOMPSON e WALLACE, 2000) e Modo Anular Sul (JONES e WIDMANN, 2004; GILLETT *et al.*, 2006).

De acordo com Thompson e Wallace (2000) este modo de variabilidade refere-se a perturbações de altura geopotencial zonalmente simétricas com sinais opostos entre a Antártica e as latitudes próximas de 45°S (FIGURA 21A). A sua fase positiva (negativa) é definida pela presença de anomalias negativas (positivas) de altura geopotencial sobre a Antártica e anomalias positivas (negativas) em torno de 45°S (FIGURA 21B).



FIGURA 21 – OSCILAÇÃO ANTÁRTICA: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE



Gupta e England (2006) demonstraram que na fase positiva do SAM verificamse os seguintes aspectos: anomalias negativas de temperatura do ar, anomalias positivas de vento zonal e precipitação ao longo da Antártica e condições opostas em latitudes médias (45°S). Na fase negativa desta oscilação os processos mencionados ocorrem de maneira inversa, conforme FIGURA 21B.

Do ponto de vista dos reflexos desta oscilação em sua fase **positiva** na América do Sul, podem-se notar as seguintes dinâmicas: I) Enfraquecimento do jato subtropical, de acordo com Carvalho *et al.* (2005) e Codron (2007); II) Maior frequência de ciclones próximo à Antártica e ao oceano Atlântico sul subtropical, em detrimento das regiões próximas ao sul da Argentina (45°S), como apontam análises de Reboita *et al.* (2015); III) Menor frequência de sistemas frontais no sul da América do Sul (entre 30°S e 50°S) e fortalecimento das ZCAS, segundo análises de Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009), Cardozo *et al.* (2015) e Rosso *et al.* (2018); IV) Anomalias negativas de precipitação sobre o sul da América do Sul, conforme destacam estudos de Silvestri

e Vera (2003), Reboita *et al.* (2009), entre outros; e VI) Predomínio de sistemas frontais úmidos no sudeste da AS, conforme Andrade e Cavalcanti (2018). Na fase **negativa** os processos mencionados ocorrem de modo inverso.

A relação com os eventos ENOS foi explorada em diversos estudos, tais como os de Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), Fogt, Bromwich e Hines (2011) e Wang e Cai (2013), os quais enfatizam que a fase negativa (positiva) do SAM encontra-se associada aos períodos de El Niño (La Niña). Alguns autores também demonstraram a ligação da LN como moduladora da fase positiva do SAM.

Dessa forma, nota-se que fase negativa desta oscilação favorece as anomalias pluviais positivas no sul do Brasil, ao passo que a fase positiva é marcada por precipitações menos expressivas, conforme também verificado em Vasconcellos, Pizzochero e Cavalcanti (2019) para o sudeste da AS.

1.2.1.6 Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO)

A Oscilação Multidecenal do Atlântico é um padrão da variabilidade climática centrado no Atlântico Norte, sendo a sua fase positiva (negativa) caracterizada pelo aquecimento (resfriamento) anômalo da TSM desta porção do oceano (FIGURA 22A). Esta oscilação foi identificada por Schlesinger e Ramankutty (1994) e possui escala multidecenal, variando de 50 a 70 anos, com anomalias positivas por aproximadamente 40 anos, seguidas de anomalias negativas de 20 anos no Atlântico Norte. Do ponto de vista da variação das fases positivas e negativas, notam-se os seguintes períodos: de 1870-1889, 1931-1958 e 1998-2011 fases quentes, e fases frias de 1892-1929 e 1960-1996 (FIGURA 22C).

Esta oscilação vem sendo analisada por diversos autores, tais como Enfield e Mestas-Nuñez (1999), Kerr (2000), Mestas-Nuñez e Enfield (2001), Enfield, Mestas-Nuñez e Trimple (2001), Goldenberg *et al.* (2001), dentre outros. Alguns dos estudos supracitados demonstram que a AMO não se limita ao Atlântico Norte, relacionandose também com a circulação meridional, de modo que se verificam variabilidades multidecenais no Atlântico Extratropical Sul, com anomalias de TSM com sinais opostos ao do Atlântico Norte, conforme destacam análises de Timmermann *et al.* (2007). Desse modo, a fase AMO+ caracteriza-se por TSM+ no Atlântico Norte e TSMno Atlântico Extratropical Sul. Em AMO- estes processos ocorrem de maneira oposta (FIGURA 22B).
FIGURA 22 – OSCILAÇÃO MULTIDECENAL DO ATLÂNTICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE



FONTE: (A) – Localização oceânica da AMO (Fonte: Mata, 2016); (B) - Ilustração das anomalias de TSM nas fases positiva e negativa da AMO (Fonte: Yamamoto e Palter, 2016); (C) – Índice AMO de 1950 a 2021 (Fonte: Souza e Reboita, 2021) - https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/. Organização: Goudard (2021).

No que se refere aos efeitos da AMO nas precipitações da AS, trabalhos de Chiessi *et al.* (2009) verificaram possíveis influências sobre o Sistema de Monções de América do Sul. De acordo com as análises desenvolvidas pelos autores, durante fases negativas (positivas) da AMO, o aquecimento (resfriamento) anômalo do Atlântico Sul aumenta (diminui) a atividade da ZCAS e desloca o cinturão principal de precipitação das monções para o Sul (Norte). Estes processos promovem maiores aportes de precipitação nos subtrópicos.

Grimm *et al.* (2016) analisaram a influência desta oscilação nos extremos pluviais e verificaram que na fase positiva da AMO, as precipitações e seus extremos são positivos na primavera e se concentram no Sul do Brasil. No verão foram verificadas anomalias negativas em AMO +. Além disso, estudo de Grimm *et al.* (2020) demonstrou combinações de fases da IPO com a AMO e a geração de estiagens no

sul do Brasil, sendo que a fase positiva da AMO no trimestre de fevereiro-março-abril (FMA) esteve atrelada a extremos negativos (estiagens) nas precipitações.

Kayano e Andreoli (2021) também demonstraram relações da AMO com o ENOS e com a PDO nas variabilidades pluviais da América do Sul. Ressalta-se que as relações do ENOS e as fases da AMO foram primeiramente exploradas em estudos de Kayano e Capristano (2014).

No que se refere ao ENOS, verificam-se os seguintes processos, segundo Kayano e Andreoli (2021): I) predomínio de ENEP em PDO+ e ENCP em PDO-; II) LNCP em PDO+ e LNEP em PDO-; III) ENCP em AMO+ e ENEP em AMO-; IV) as tipologias da LN em fases da AMO não são tão evidentes; e V) nota-se que EN em AMO- são mais intensos que EN em AMO+ e que LN em AMO+ são mais expressivas em detrimento de AMO-. Para Kayano e Andreoli (2021), tais processos resultam do gradiente interbacias entre o Pacífico Equatorial Leste e o Atlântico Leste, com fortalecimentos da célula de Walker em condições de EN na fase fria da AMO e LN em fase quente.

Em relação às inter-relações AMO/PDO, Kayano e Andreoli (2021) retratam as quatro combinações de fases possíveis entre estas oscilações, quais sejam: ambas em fase quente (PDO+/AMO+) entre os anos de 1930 a 1943 (14 anos); ambas em fase fria (PDO-/AMO-) nos períodos de 1892-1897, 1913-1923 e 1963-1976, perfazendo 30 anos; AMO+/PDO- nos anos de 1870-1885, 1946-1958 e 2001-2011, os quais contabilizam 40 anos; e, por fim, a combinação AMO-/PDO+ entre os anos de 1899-1911, 1925-1929 e 1977-1996, os quais somam 37 anos.

Por meio da composição destes anos, nota-se que os períodos em que as oscilações se encontram em combinação de fases (ambas em fase quente ou fria) são inferiores aos anos com fases opostas, visto que os Oceanos Pacífico e Atlântico apresentam uma relação inversa de TSM na escala multidecenal, de modo que AMO + (AMO -) induz PDO – (PDO +), conforme demonstrado em estudos de Kacharski *et al.* (2016). Estes processos apresentam repercussões na pluviosidade associada ao ENOS.

Análises de Kayano, Andreoli e Souza (2020) demonstraram que o EN na AMO+/PDO- é caracterizado como CP, ao passo que na combinação AMO-/PDO+, os EN são sobretudo EP. Na LN estas variações não são tão presentes, segundo os autores. Além disso, os ENEP AMO-/PDO+ são mais persistentes e intensos em comparação aos ENCP AMO+/PDO-. Neste contexto, nota-se que esta oscilação apresenta efeitos isolados e em interações com outros padrões de teleconexões, necessitando ser melhor explorada nos estudos da Climatologia e Meteorologia.

1.2.1.7 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

A oscilação do Atlântico Norte configura-se como o principal modo de variabilidade do hemisfério norte, sendo identificada por Walker (1924) e Walker e Bliss (1932). Esta oscilação apresenta importantes efeitos climáticos na América do Norte, no Atlântico Norte e no continente europeu, cujos reflexos foram estudados por Loon e Rogers (1978) e Wallace e Gutzler (1981).

De modo geral, este modo é caracterizado por intensificação ou enfraquecimento dos sistemas de Alta dos Açores e Baixa da Islândia (FIGURA 23A), cujas anomalias de pressão influenciam o tempo, especialmente, no inverno europeu.



FIGURA 23 – OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE

FONTE: (A) – Localização oceânica da NAO (Fonte: Mata, 2016); (B) - Ilustração das fases positiva e negativa da NAO (Fonte: Met Office, 2021); (C) – Índice NAO de 1950 a 2021 (Fonte: Souza e Reboita, 2021) - https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/. Organização: Goudard (2021).

Durante a fase positiva (FIGURA 23B), o aumento da diferença de pressão entre as duas regiões resulta em uma corrente de jato mais forte no Atlântico e em tempestades concentradas no norte da Europa, em detrimento do sul do continente. Na fase negativa, tanto a baixa subpolar quanto a alta subtropical são mais fracas, alterando o padrão dos jatos e das tempestades associadas (FIGURA 23B).

Esta oscilação também afeta a circulação dos ventos alísios e, portanto, indiretamente o posicionamento da ZCIT e a umidade no Norte e Nordeste da América do Sul. Souza e Cavalcanti (2009) verificaram que a NAO também provoca o deslocamento da posição da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN).

De acordo com Wanner *et al.* (2001) restam dúvidas ainda acerca deste fenômeno ser puramente atmosférico, regulado por anomalias de pressão, ou ligado também às anomalias de TSM. Contudo, sabe-se que a NAO promove significativas mudanças nos padrões de ventos superficiais, nas trocas térmicas na interface oceano-atmosfera, influenciando a circulação termohalina e os giros oceânicos (HURRELL; KUSHNIR e VISBECK, 2001).

1.2.1.8 Modos de variabilidade do Atlântico Tropical e Subtropical

O Oceano Atlântico apresenta influência na variabilidade pluvial, sobretudo, das regiões nordeste e norte do Brasil, por promover alterações no posicionamento da ZCIT, a qual configura-se como uma das principais fontes de umidade para estas regiões (LAUREANTI, 2020).

A principal anomalia de TSM verificada no Atlântico é o Gradiente Meridional de TSM do Atlântico Tropical (GMAT) ou modo meridional do Atlântico Tropical, o qual configura-se como um gradiente de temperatura do mar e pressão atmosférica entre os oceanos Atlântico Tropical norte (TNA) e sul (TSA) - FIGURA 24A. De maneira geral, durante a fase positiva do GMAT, tem-se TSM mais aquecida no TNA e mais fria no TSA. Nestas condições verificam-se precipitações abaixo da média durante a estação chuvosa da Amazônia e nordeste. Estas configurações mostram-se opostas na fase negativa (TNA - / TSA +).

Kayano *et al.* (2018) sugerem relações com do GMAT com ENOS e AMO, de modo que o fortalecimento dos efeitos do ENOS sobre a precipitação ocorre quando GMAT e ENOS estão em fase positiva, além de que há maior tendência de ocorrência de El Niño após ATN+. Em relação a AMO, nota-se maior potencial de GMAT- na

ocorrência de AMO- do que para AMO+, como pontuam Kayano *et al.* (2018). Dessa forma, se, por um lado, tais processos apresentem maiores interferências na variabilidade no norte e nordeste do Brasil, os efeitos no clima subtropical ocorrem de modo indireto em face da conexão Pacífico - Atlântico Tropical.

Autores como Chang *et al.* (2006) retratam a relação entre o Pacífico Niño e o Atlântico Niño como frágeis. Segundo os autores, há evidências observacionais claras de que o aquecimento anômalo no Pacífico Equatorial durante um El Niño produz um sinal de aquecimento na troposfera, o qual se propaga para o leste na forma de uma onda de Kelvin equatorial e para o oeste na forma de ondas de Rossby. De modo semelhante, Rodrigues, Campos e Haarsma (2015) atribuem a fragilidade mencionada à diversidade do ENOS. Neste sentido, notam-se inter-relações oceano-atmosfera entre o Pacífico e o Atlântico Equatorial, as quais demandam estudos mais aprofundados.

Análises voltadas a estas inter-relações, bem como as conexões entre os modos meridional e zonal do Atlântico Tropical são identificadas em estudos de Servain *et al.* (1999), Murtugudde *et al.* (2001), Foltz e McPhaden (2010), entre outros.

Outro modo de variabilidade centrado no Oceano Atlântico configura-se como sendo o Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASD) - FIGURA 24A. Este dipolo é o principal modo de variabilidade acoplada entre anomalias na TSM e na pressão ao nível do mar (PNM) no oceano Atlântico Sul (VENEGAS *et al.*, 1997).

De maneira geral, trata-se de um dipolo com anomalias positivas à sudoeste (30°S a 45°S) do Atlântico Sul e negativas a nordeste (15°S a 30°S) na fase positiva e o oposto na fase negativa (FIGURA 24B). As fases desse dipolo encontram-se relacionadas com a migração e o fortalecimento/enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), assim como pontuam Venegas *et al.* (1997).

Análises de Rodrigues, Campos e Haarsma (2015) demonstraram relações desse modo de variabilidade com o ENOS. De acordo com os autores, eventos de El Niño (La Niña) causam o enfraquecimento (fortalecimento) e mudança para norte (sul) da ASAS, culminando na fase negativa (positiva) do SASD. Estes fatos estão relacionados ao padrão PSA.

Ainda em face do oceano Atlântico, índices de anomalias de TSM (ITSMRG2 e ITSMRG2+RG3) na região ciclogenética entre o sul da Argentina e o extremo sul do Brasil, descritos em estudos de Reboita *et al.* (2019) e Souza e Reboita (2021) também apresentam relações com as precipitações da área de estudo. FIGURA 24 – (A) LOCALIZAÇÃO DOS MODOS DE VARIABILIDADE DO ATLÂNTICO (MODO DE VARIABILIDADE MERIDIONAL DO ATLÂNTICO TROPICAL – TNA/TSA E SASD), (B) FASES DO SASD E (C) EFEITOS DE SASD ASSOCIADOS AO ENOS



Legenda: (A) Localização de TNA, TSA e SASD. (B) A anomalia de TSM positiva (negativa) é representada pela cor vermelha (azul), FQL' é a anomalia do fluxo de calor latente, FQS é o fluxo de radiação de onda curta, PCM é a profundidade na camada de mistura e U é o vento zonal. (C) Compostos de anomalias de altura geopotencial em 200 hPa. (sombreamento) e fluxo de atividade de onda de Rossby (vetores). FONTE: Configuração SASD (Andrade, 2015), efeitos associados ao ENOS (Rodrigues, Campos e Haarsma, 2015). Organização: Goudard (2021).

1.2.1.9 Dipolo do Oceano Índico (IOD)

O Dipolo do Oceano Índico é um fenômeno acoplado oceano-atmosfera, também conhecido como Niño Indiano, por assemelhar-se a configuração do ENOS no Pacífico (SOUZA e REBOITA, 2021; KAYANO *et al.*, 2021). Trata-se de uma oscilação, em forma de dipolo, de TSM no Oceano Índico ocidental (FIGURA 25A).



FIGURA 25 – DIPOLO DO OCEANO ÍNDICO: (A) LOCALIZAÇÃO, (B) FASES E (C) ÍNDICE

FONTE: (A) – Localização oceânica do IOD (Fonte: Mata, 2016); (B) - Fases positiva e negativa do IOD (Fonte: *Commonwealth of Australia*, 2013); (C) – Índice IOD de 1870 a 2021 (Fonte: Souza e Reboita, 2021) - https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/. Organização: Goudard (2021).

Na fase positiva, os ventos provenientes de oeste se enfraquecem no Equador e a água mais aquecida encontra-se localizada nas proximidades do continente Africano, permitindo a ressurgência de águas mais frias no Oceano Índico leste, próximo à Austrália (FIGURA 25B). Estes processos afetam diretamente as condições de tempo na Austrália, promovendo menores aportes de umidade e precipitações abaixo da média na fase positiva deste fenômeno. Ressalta-se que nos últimos anos a IOD encontra-se em sua fase quente, conforme pode-se verificar pelo índice presente na FIGURA 25C. A fase negativa é marcada pela intensificação dos ventos de oeste para leste ao longo do Equador, de modo que águas mais quentes encontram-se localizadas na porção leste do Índico (próximo à Austrália) e as águas mais frias nas proximidades do continente Africano (FIGURA 25B). Estas dinâmicas promovem maiores potenciais convectivos sobre a Austrália, culminando em precipitações acima da média nestas regiões.

Cai *et al.* (2020) e Kayano *et al.* (2021) enfatizaram relações do IOD com o ENOS, a oscilação de Madden-Julian (MJO - intrassazonal) e com perturbações nas ondas de Rossby, de modo que estas dinâmicas promovem efeitos na área de estudo da presente tese.

Para Cai *et al.* (2020), o IOD pode compensar ou amplificar o impacto do ENOS em algumas regiões da AS. Segundo os autores, a fase positiva de IOD apresenta potencial de desencadear sequências de ondas de Rossby semelhantes ao padrão PSA durante o El Niño, culminando em precipitações mais elevadas no sudeste da América do Sul.

Rodrigues *et al.* (2019), ao avaliarem secas severas na América do Sul e ondas de calor marinhas no Atlântico Sul, verificaram relações entre as convecções no Índico e os efeitos na supressão da ZCAS e sua precipitação associada (FIGURA 26).

FIGURA 26 – MODELO ESQUEMÁTICO DAS RELAÇÕES ENTRE AS CONVECÇÕES NO OCEANO ÍNDICO, TRENS DE ONDAS DE ROSSBY, SUPRESSÃO DE ZCAS NA AMÉRICA DO SUL E AQUECIMENTOS MARINHOS NO ATLÂNTICO SUL



FONTE: Rodrigues et al. (2019).

Estas dinâmicas são decorrentes da associação da convecção profunda no leste do Oceano Índico e a passagem de MJO, os quais promovem o acionamento de um trem de ondas de Rossby, que se estende pelo Pacífico Sul até a América do Sul (FIGURA 26). Neste local nota-se a formação de uma circulação anticiclônica persistente, culminando na supressão da ZCAS, redução de nuvens, aumento da entrada de radiação de onda curta no oceano e aquecimentos marinhos no Atlântico Sul (RODRIGUES *et al.,* 2019).

Kayano *et al.* (2021), ao avaliarem os efeitos do ENOS e do Dipolo do Índico sobre a precipitação na AS durante a primavera austral, constataram que estes dois modos de variabilidade podem induzir um ao outro. Neste sentido, estes eventos coexistem, de forma que o IOD positivo ocorre, na maioria das vezes, em conjunto com EN, e o IOD negativo, com a LN. Stuecker *et al.* (2017) também demonstraram que apenas 32% dos IODs ocorrem de maneira independente dos ENOS. Dessa forma, os efeitos na pluviosidade na AS podem ser potencializados ou minimizados conforme a atuação conjugada destas duas oscilações.

Ainda no contexto do oceano Índico, verifica-se o Dipolo Subtropical do Oceano Índico (SIOD), caracterizado pela oscilação de TSM, em que o sudoeste do Oceano Índico (sul de Madagascar) é mais quente e mais frio do que a parte oriental. Estes processos resultam em alterações das precipitações na Austrália e regiões ao longo África do Sul e Central (BEHER e YAMAGATA, 2001).

1.2.1.10 Sobreposição e efeitos combinados de modos de variabilidade interanuais e interdecenais

Cada modo de variabilidade detalhado neste item apresenta atuações individuais de acordo com as suas fases positivas e negativas, bem como efeitos combinados com outras oscilações em fases semelhantes (combinação de oscilações interanuais ou interdecenais) ou distintas (combinação entre oscilações interanuais e interdecenais). Estes fatos denotam a complexidade que envolve esta temática.

No que se refere aos efeitos individuais destas oscilações nas precipitações sazonais da América do Sul, o QUADRO 05 permite identificar uma síntese das anomalias pluviais sazonais (DJF, MAM, JJA, SON) em fases positivas e negativas dos modos de variabilidade, com base em análises realizadas por Cai *et al.* (2020) e Reboita *et al.* (2021a), sendo que as setas indicam os efeitos predominantes no âmbito do clima Subtropical brasileiro.

QUADRO 05 – EFEITOS DAS OSCILAÇÕES EM RELAÇÃO ÀS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL (SETAS INDICANDO OS EFEITOS PREDOMINANTES NO CLIMA SUBTROPICAL)

Oscilações	DJF	MAM	JJA	SON
ENEP *				
ENCP *				
LNEP *	Î			
LNCP *	1			
PDO +				
PDO -				
AMO +				
AMO -			Î	
AAO +				
AAO -				



Fonte das figuras: ENOS – Cai *et al.* (2020), demais oscilações - Souza e Reboita (2021) e Reboita *et al.* (2021a). Ressalta-se que no caso dos ENOS os períodos sazonais referem-se a: JJA (0), SON (0), D(0)JF(+1) e MAM (+1). As demais oscilações foram consideradas em contextos de ENOS neutros. Organização: Goudard (2022).

Em relação aos efeitos combinados entre as oscilações, o ENOS é um exemplo de variabilidade interanual que sofre modulação de modos de variabilidade interdecenais, sobretudo, a PDO e a IPO no contexto do Oceano Pacífico (GRIMM e ZILLI, 2009; CAI *et al.*, 2020) e a AMO no âmbito do Atlântico (DONG *et al.*, 2006). Estudos recentes de Kayano, Andreoli e Souza (2020) e Kayano e Andreoli (2021) também vêm demonstrando associações entre ENOS, AMO e PDO, com efeitos combinados diversos na composição pluvial da América do Sul.

Para além destas oscilações, notam-se ainda relações com a Oscilação Antártica (CARVALHO, JONES e AMBRIZZI, 2005), sendo que a fase negativa (positiva) do SAM encontra-se associada aos períodos de El Niño (La Niña).

Cai *et al.* (2020) e Kayano *et al.* (2021) demonstraram também reflexos indiretos com o Dipolo do Oceano Índico, uma vez que este pode compensar ou amplificar o impacto do ENOS na AS, visto que apresenta um efeito sobre os trens de ondas de Rossby, podendo aumentar e prolongar o impacto do El Niño.

Relações com o Gradiente Meridional do Atlântico (TNA/TSA) e com o Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASD) também foram abordadas em análises de Kayano *et al.* (2018) e Rodrigues, Campos e Haarsma (2015), sendo os El Niños (La Niñas) associados a fase negativa (positiva) do SASD.

Estudos de Laureanti (2020), voltados à análise da influência de modos de variabilidade de TSM de diferentes escalas nas características de precipitação na América do Sul, também colocam em evidência relações entre os padrões de teleconexão (ENOS, IPO, PDO, TNA, TSA), com destaque para a primavera e o verão.

Dessa forma, uma síntese das sobreposições e dos efeitos combinados entre as oscilações e os tipos de ENOS descritos na literatura está evidenciada no QUADRO 06.

ENOS/	ENEP	ENCP	LNEP	LNCP
Oscilações			Real D	
PDO +	Aumento na frequência	Diminuição da frequência	Diminuição da frequência	Aumento na frequência
PDO –	Diminuição da frequência	Aumento na frequência	Aumento na frequência	Diminuição da frequência
IPO +	Aumento na frequência	Diminuição da frequência	Diminuição da frequência	Aumento na frequência
IPO -	Diminuição da frequência	Aumento na frequência	Aumento na frequência	Diminuição da frequência
AMO +	Diminuição da frequência	Aumento na frequência	Relações pouco evidentes	
AMO –	Aumento na frequência	Diminuição da frequência	Relações pouco evidentes	
AAO +	Diminuição da frequência*		Aumento na frequência *	
AAO -	Aumento na frequência*		Diminuição da frequência*	
AMO+ / PDO-	Diminuição da frequência	Aumento na frequência	Relações pouco evidentes	
AMO- / PDO+	Aumento na frequência	Diminuição da frequência	Relações pouco evidentes	

QUADRO 06 – SOBREPOSIÇÕES E EFEITOS COMBINADOS DE OSCILAÇÕES

Em casos de (*) não foram feitas diferenciações nos estudos quanto as tipologias do ENOS. FONTE: AAO: Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), PDO e AMO: Kayano, Andreoli e Souza (2020) e Kayano e Andreoli (2021), IPO: Cai *et al.* (2020).

1.3 A DINÂMICA ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL E A PLUVIOSIDADE NO CLIMA SUBTROPICAL

A configuração climática de um determinado local é condicionada por elementos e fatores do clima, os quais, em permanente interação, definem a dinâmica da atmosfera sobre os diferentes lugares (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). A América do Sul apresenta uma considerável diversificação climática, em decorrência da sua extensão territorial, da conjunção entre os elementos atmosféricos e das suas particularidades geográficas, tais como as formas de relevo variadas. Dessa forma, nota-se a atuação e o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, os quais contribuem para a não homogeneidade climática da região (REBOITA *et al.*, 2010).

O clima, em face desta perspectiva, é produto das conexões entre elementos e fatores estáticos e dinâmicos, cujas interações se refletem na diversificação de tipos climáticos ao longo do planeta. Em termos conceituais, o clima remete a série dos estados atmosféricos de um determinando lugar em sua sucessão habitual (SORRE, 1951). Segundo Monteiro (1976) tais processos são observados por meio da análise dos tipos de tempo em sequência contínua (ritmo climático) por longos períodos (30 anos de análises). Uma síntese da produção do conceito de clima pode ser encontrada em Nascimento Junior (2017), com ao menos 15 definições distintas do conceito ao longo da evolução do conhecimento e das técnicas de análise da Climatologia Geográfica.

Do ponto de vista da dinâmica atmosférica da AS, no que concerne à baixa troposfera (FIGURA 27A1) destacam-se os seguintes sistemas como os principais dinamizadores climáticos da região, de acordo com Reboita *et al.* (2010, p.199): ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS), anticiclone subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC) – região de baixas térmicas, região de baixas térmicas no noroeste argentino (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis a leste dos Andes (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogenéticas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

FIGURA 27 - CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS NA BAIXA E ALTA TROPOSFERA DA AMÉRICA DO SUL



FONTE: (A1 e B) - Reboita *et al.* (2010) adaptada de Satyamurty *et al.* (1998; p. 125). (A2) - Cai *et al.* (2020). **Legenda:** A1 – ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS), anticiclone subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC) – região de baixas térmicas, região de baixas térmicas no noroeste argentino (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis a leste dos Andes (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogenéticas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). **A2**: as linhas azul e vermelha representam as características meteorológicas em junho-julho-agosto (JJA) e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), respectivamente. ITCZ: Zona de Convergência Intertropical. SALLJ: Jato de baixo nível sul-americano. SACZ: Zona de Convergência do Atlântico Sul. CL: Baixa do Chaco. MCS: Sistema Convectivo de Mesoescala. **B** - Alta da Bolívia (AB), região de bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JST), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN – sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN – trop). Organização: Goudard (2021).

Em contrapartida, na alta troposfera (FIGURA 27B), tem-se: Alta da Bolívia (AB), região de bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato

subtropical (JST), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN – sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN – trop). É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JST se fundem em apenas um jato (REBOITA *et al.*, 2010, p.199).

Laureanti (2020), corroborando com as análises de Reboita *et al.* (2010), coloca em evidência que as principais modulantes tropicais da precipitação na AS são a ZCIT, ZCAS e os JBNs. Cai *et al.* (2020) ressaltam a importância ZCIT (ITZC) na modulação climática da AS e dos jatos de baixos níveis (denominados como SALLJ na FIGURA 27A2), os quais transportam uma grande quantidade de umidade proveniente da Amazônia em direção ao subtrópico, facilitando o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala (SCMs), bem como auxiliando na configuração das ZCAS (SACZ) e do Sistema de Monções de América do Sul (SMAS) (VERA at al., 2006); LIEBMANN e MECHOSO, 2011; GAN, RODRIGUES e RAO, 2021) sobretudo, no verão.

Reboita *et al.* (2010), Cai *et al.* (2020) e Grimm (2009a, 2021a) destacam também o papel da ASAS, um sistema semipermanente de pressão, cujo posicionamento pode intensificar ou não os jatos de baixos níveis e o fluxo de umidade na AS, sendo, portanto, relevante para a configuração das precipitações. No verão este sistema se desloca para sudeste, com pouca penetração no continente, ao passo que no inverno, o deslocamento para nordeste favorece a penetração de ventos de leste.

López (2020) apresenta uma representação esquemática dos sistemas supracitados considerando a estação chuvosa (outubro a abril) e seca (maio a setembro), destacando as variabilidades sazonais associadas aos sistemas de circulação de grande escala na AS (FIGURA 28).

Na estação chuvosa (outubro a abril) destaca-se o papel do SMAS, marcado pela inversão sazonal da direção dos ventos, provocada pela diferença de temperaturas entre o continente e os oceanos (ZHOU e LAU, 1998; CARVALHO *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006; LIEBMANN e MECHOSO, 2011; GAN, RODRIGUES e RAO, 2021, entre outros). O SMAS é estimulado pelos ventos alísios e transporta a umidade pelo continente por meio dos JBNs em direção aos extratrópicos. Na estação seca (maio a setembro) os sistemas frontais são responsáveis por uma parcela considerável das precipitações na AS, sobretudo, no centro-sul do continente, de

modo que influenciam diretamente a pluviosidade no sul do Brasil e, portanto, na área de estudo da presente tese.

FIGURA 28 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DA AMÉRICA DO SUL NAS ESTAÇÕES CHUVOSA (OUTUBRO A ABRIL) E SECA (MAIO A SETEMBRO)



Estação mais chuvosa - outubro - abril

Estação mais seca - maio a setembro



FONTE: López (2020) adaptado de Satyamurty *et al.* (1998) e Machado *et al.* (2014). **Legenda:** SL = linhas de instabilidade; MCC = complexos convectivos de mesoescala; SALLJ = jato de baixo nível da América do Sul; CF = frente fria; WF = quente frente; WC = nuvem quente; EW = Ondas Orientais; SPA = anticiclone do Pacífico Sul; SAA = Anticiclone do Atlântico Sul; STJ = jato subtropical; PJ = jato polar; CV = vórtice ciclônico; BH = Alta da Bolívia.

Dessa forma, nota-se que a interação entre os sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na AS condicionam a variabilidade climática da região de maneira concomitante aos demais fatores geográficos estáticos e dinâmicos. Além disso, a variabilidade da pluviosidade sofre interferência de diferentes oscilações, associadas com modos de variação intrassazonais (GRIMM, 2019), interanuais (BARROS e SILVESTRI, 2002; GRIMM, 2011, GRIMM e ZILLI, 2009; GRIMM, 2009b, 2021b; TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015; 2016), interdecenais e multidecenais (GRIMM *et al.*, 2016; GRIMM e SABOIA, 2015; KAYANO e ANDREOLI, 2009; 2021).

No que se refere ao clima Subtropical, este apresenta contrastes significativos nos regimes de precipitação e temperatura do ar, em decorrência de sua situação geográfica, na transição entre os trópicos e as latitudes médias, assim como devido as composições de relevo que interferem nos fluxos de umidade na região (GRIMM, 2009a; 2021a). Para Nimer (1989), a unidade climática desta região, sobretudo, em face da homogeneidade pluvial, se deve a uma série de fatores (de ordem estática e dinâmica) e processos genéticos que atuam sobre as condições de tempo nela reinantes. Entre os fatores estáticos, o autor destaca a posição em latitudes médias e as características geomorfológicas; a continentalidade e a maritimidade (nesta incluindo as correntes marítimas) que atuam em permanente interação com os sistemas regionais de circulação atmosférica.

Do ponto de vista dos mecanismos atmosféricos, fator genético do clima, os sistemas tropicais e polares atuam na configuração desta unidade climática, quais sejam (FIGURA 29): Massa Polar Atlântica (*mPa - originária do Anticiclone Migratório Polar – fria e seca*), Massa Tropical Atlântica (*mTa - originária no Anticiclone Semifixo do Atlântico – quente e úmida*) e Massa Tropical Continental (*mTc - originária da Depressão do Chaco – quente e seca*). Além disso, a Massa Equatorial Continental (*mEc - originária do Anticiclone da Amazônia – quente e úmida*) também apresenta atuações, particularmente, na caracterização da estação de verão, com influência da ZCAS, marcada por uma banda de nebulosidade entre a região norte e sudeste-sul do país (MONTEIRO, 1968; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; CARVALHO e JONES, 2009; BORSATO E MENDONÇA, 2014, BORSATO e MASSOQUIM, 2020).

Os sistemas transientes e as correntes perturbadas de oeste (ciclogêneses e linhas de instabilidade tropicais - IT) e de sul (instabilidades ligadas às frontogêneses)

também apresentam importantes contribuições para as características climáticas da região, conforme descreve Nimer (1989) - FIGURA 29.

A Massa Tropical Atlântica (*mTa - originária no Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul*), quente e úmida, desempenha considerável influência na definição dos tipos climáticos, uma vez que atua durante o ano todo. No verão é atraída pelas baixas pressões que se formam sobre o continente, favorecendo os aportes de umidade, sobretudo, nas porções litorâneas (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A Massa Tropical Continental (*mTc* – *originária da Depressão do Chaco*), apresenta predomínio de atuação nos meses de verão no sul do país. Trata-se de uma massa quente e seca (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; TORRES e MACHADO, 2011).

FIGURA 29 – CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA: (A) CENTROS DE AÇÃO E MASSAS DE AR E (B) ÁREAS DE CICLOGÊNESE ATUANTES NA AMÉRICA DO SUL E NO CLIMA SUBTROPICAL



Legenda: Massas de ar: MEA – Massa Equatorial Atlântica; MEC – Massa Equatorial Continental; MPA – Massa Polar Atlântica; MTA – Massa Tropical Atlântica; MTC – Massa Tropical Continental. Fonte: Monteiro (1968) e Gan e Rao (1991). Elaboração: Goudard (2021).

A Massa Equatorial Continental (*mEc - originária do Anticiclone da Amazônia*), caracteriza-se pela elevada temperatura e umidade, em decorrência da proximidade

com a Linha do Equador. Na região sul, associa-se a ZCAS, um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera, com alta atividade convectiva no verão e chuvas de noroeste-sudeste, estendendo-se desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Subtropical (CARVALHO e JONES, 2009). Este sistema promove instabilidades atmosféricas, principalmente no norte da área. De acordo com Reboita *et al.* (2010), na porção norte/nordeste da área de estudo, a ZCAS pode causar chuvas, uma vez que esta região se localiza próxima da sua posição climatológica, mas no restante do sul do Brasil, ela inibe a precipitação devido ao seu ramo subsidente.

A Massa Polar Atlântica (*mPa* – originária do Anticiclone Migratório Polar), de ar frio, seco e estável, encontra-se associada ao aumento da pressão atmosférica, queda na temperatura e ausência de nebulosidade. Com frequência, ao se deslocar, adquire características das áreas de destino, denominando-se Polar Velha (PV), ou mPa tropicalizada. O encontro com a Massa Tropical Atlântica (quente e úmida), rompe a estabilidade atmosférica da mPa (fria e seca) e, proporciona a formação de sistemas frontais (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; TORRES e MACHADO, 2011). Esta massa apresenta uma interferência importante durante o ano todo no Brasil Meridional, sendo mais expressiva no inverno nas demais regiões (MONTEIRO, 1968).

Os sistemas frontais, marcados pelo encontro de massas de ar com características térmicas, higrométricas e de pressão distintas, são os principais agentes promotores de chuva nesta unidade de paisagem durante o ano todo, com destaque para os meses de inverno. Cavalcanti e Kousky (2009) destacam médias de 30 a 45 passagens anuais de sistemas frontais no sul do Brasil. De modo semelhante, segundo Jorge (2015), verificam-se médias de seis passagens mensais de sistemas frontais no Brasil entre as latitudes 35°S e 25°S (FIGURA 30). Espacialmente, este processo é mais significativo no litoral, sobretudo, em função da formação de frontogêneses no oceano e devido aos bloqueios atmosféricos no continente (JORGE, 2015). Rodrigues *et al.* (2004) corroboram com estas dinâmicas, ao elaborarem a climatologia dos sistemas frontais no litoral de Santa Catarina e verificarem que em média por mês há a atuação de 3 a 4 frentes com um intervalo de 8 dias.

As correntes perturbadas de oeste, representadas por linhas de instabilidades tropicais (IT) também apresentam influências nesta área. Trata-se de centros de baixa pressão que favorecem a formação de bandas de nebulosidade de grande mobilidade

e com deslocamento uniforme. Em geral, são causadores de chuvas de intensidade forte e curta duração (NIMER, 1989).

No verão e nas estações de transição (primavera e outono), os CCM's atrelados aos jatos subtropicais de altos níveis (JAN), ganham relevância, com deslocamentos de oeste para leste na região (GRIMM, 2009a; ROSSATO, 2011). Os CCM's são fenômenos de mesoescala associados à alta atividade convectiva da atmosfera, sendo marcados por um agrupamento de nuvens do tipo Cb (*Cumulonimbus*). Estes sistemas ocorrem na faixa entre 15°S e 30°S e apresentam crescimento explosivo em intervalo de tempo de 6 a 12 horas, gerando fortes chuvas localizadas (GRIMM, 2009a; MORAES *et al.*, 2020).

FIGURA 30 – MÉDIA ANUAL DA PASSAGEM DE SISTEMAS FRONTAIS NO SUL DO BRASIL (1997 – 2011)



FONTE: Jorge (2015).

Do ponto de vista dos ciclos anuais de precipitação na América do Sul, Reboita *et al.* (2010), ao realizarem uma revisão dos sistemas atmosféricos que atuam nos diferentes setores do continente sul-americano e que contribuem para a precipitação, verificaram a existência de 8 regiões com padrões pluviais característicos (FIGURA 31), levando-se em consideração os gráficos de variabilidade pluvial mensal. O clima Subtropical brasileiro encontra-se englobado na região R4, cujas características principais referem-se às precipitações homogêneas ao longo do ano. Nessa região os principais sistemas atmosféricos moduladores do clima configuram-se como sendo as frentes, ciclones, VCANs subtropicais, linhas de instabilidade pré-frontais, CCMs subtropicais, bloqueios atmosféricos, ZCAS, ASAS, JBN e a circulação de brisa (QUADRO 07).

FIGURA 31 - REGIONALIZAÇÃO DOS DIFERENTES CICLOS ANUAIS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL (A) E NO BRASIL (B)



FONTE: América do Sul - Reboita et al. (2010) e Brasil - Grimm (2003).

REGIÃO	CARACTERÍSTICA DO CICLO ANUAL DE PRECIPITAÇÃO	SISTEMAS ATMOSFÉRICOS
R1 - Sudoeste da AS (Centro- Sul do Chile e Extremo Oeste do Centro-Sul da Argentina)	Máximos de precipitação no inverno e mínimos no verão, exceto na parte mais austral da R1 onde a precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano. Total anual entre 1000 e 1700 mm.	ASPS; frentes; ciclones
R2 - Norte do Chile, Noroeste e Centro-Sul da Argentina	A precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano e com baixo total anual (inferior a 350 mm/ano). No deserto do Atacama, norte do Chile, a precipitação é inferior a 100 mm/ano.	ASPS; frentes; ciclones
R3 - Oeste do Peru, Oeste e Sul da Bolívia, Norte e Centro-Leste da Argentina e Centro- Norte do Paraguai	Máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno. O total anual varia entre 350 e 700 mm, exceto no centro- leste da Argentina e Paraguai que varia entre 700 e 1400 mm.	Convecção por aquecimento radiativo da superfície; CCMs subtropicais, frentes, ciclones, VCANs subtropicais; JBN a leste dos Andes
R4 - Sul do Brasil, Sul do Paraguai e Uruguai	A precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano. O total anual é elevado (1050- 1750 mm/ano) sendo ainda maior no oeste do sul do Brasil na fronteira com o Paraguai (1750- 2100 mm/ano).	Frentes; ciclones; VCANs subtropicais; LI pré-frontais; nuvens vírgula; CCMs subtropicais, bloqueios atmosféricos; ZCAS; ASAS; JBN a leste dos Andes; circulação de brisa
R5 – Noroeste a Sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e Norte do Peru	Máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno. O total anual varia ao longo da R5: no setor norte é superior a ~2450 mm, já no centro- oeste e sudeste é de ~1500 mm.	Ventos alísios; JBN a leste dos Andes; ASAS; convecção por aquecimento radiativo da superfície; AB; ZCIT; circulação de brisa; LI tropicais e pré- frontais; CCMs tropicais; frentes; VCANs subtropicais ciclones
R6 - Norte da Região Norte do Brasil e Litoral do Nordeste do Brasil	Máximos de precipitação no primeiro semestre do ano. No norte da região norte do Brasil o total anual é de 2000 mm, enquanto no litoral do nordeste do Brasil é de 1500 mm.	2CII; convecção por aquecimento radiativo da superfície; CCMs tropicais; ventos alísios, circulação de brisa; LI; ondas de leste; cavado do nordeste do Brasil; VCANs tropicais; ASAS; frentes.

QUADRO 07 - REGIME ANUAL DE PRECIPITAÇÃO EM REGIÕES HOMOGÊNEAS DA AS

		Ramo descendente da	
D7 Sortão Nordostino	Máximos de precipitação no verão e	circulação zonal propiciada pela	
do Brasil	mínimos no inverno, mas os totais são	atividade convectiva na	
	reduzidos (entre 200 e 500 mm/ano).	Amazônia; ZCIT; VCANs	
		tropicais; frentes; ASAS	
		Ventos alísios; ZCIT; ondas de	
P8 Norte da Amórica	A precipitação é abundante o ano todo, mas com maiores totais no inverno. O total anual é superior a 1500 mm.	leste; cavados em altos níveis;	
do Sul (Colômbio		convecção por aquecimento	
		radiativo da superfície; CCMs	
venezuela e Gulana)		tropicais; circulação de brisa; Ll	
		tropicais.	

FONTE: Adaptado de Reboita et al. (2010)

De maneira semelhante, López (2020) realizou uma regionalização das precipitações da América do Sul (FIGURA 32), com base em dados de grade de precipitação do TRMM (*Tropical rainfall measuring mission*) e GPCC (*Global Precipitation Climatology Centre*). A autora definiu 12 zonas pluviais homogêneas, sendo que o clima subtropical brasileiro se encontra totalmente inserido na região 7 (FIGURA 32), englobando o sul do Brasil, sul do Paraguai, Uruguai e uma faixa estreita no leste da Argentina. A região definida como 7 por López (2020) encontra-se inserida em latitudes médias e representa uma precipitação considerável ao longo do ano.

O regime homogêneo da pluviosidade é resultante de dois fatores principais, de acordo com Lopéz (2020) com base em estudos de Velasco e Fritsch (1987), Montecinos *et al* (2000) e Garreaud e Aceituno (2007): os CCMs que atuam, sobretudo no verão e os sistemas frontais bastante marcantes no inverno. Além disso, de acordo com Satyamurty *et al.* (1998), o efeito das brisas e suas associações com o relevo culminam também em instabilidades atmosféricas nesta região. Estes efeitos são verificados, sobretudo, nas porções litorâneas do Paraná e Santa Catarina. No extremo sul da região 7, definida por López (2020), apenas os sistemas frontais e de baixa pressão atuam durante o ano todo na modulação da pluviosidade, conforme apontam Reboita *et al.* (2010) e Viale *et al.* (2019).

FIGURA 32 - REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL PARA O AGRUPAMENTO DE K-MEANS E O REGIME DE PRECIPITAÇÃO ANUAL (MM / MÊS) EM CADA REGIÃO CLUSTER



FONTE: López (2020)

Especificamente no que se refere à variabilidade pluvial do sul do Brasil e no recorte Subtropical, estudos de Monteiro (1963), Nimer (1989), Grimm (2009a; 2021a), Jorge (2015), Paisani *et al.* (2019) colocaram em evidência **a notável regularidade na distribuição pluvial e o seu regime estacional**, não verificando-se a existência de estação seca.

O ciclo anual de precipitação no sul do Brasil foi detalhado em Grimm, Ferraz e Gomes (1998) e, posteriormente, reavaliado e reproduzido por Grimm (2009a; 2021a). Para os autores há uma transição entre dois regimes adjacentes: monções de verão ao norte e máximos de inverno em latitudes médias. Desse modo, o regime de chuvas de verão (com máximos em DJF e JFM) é associado ao sistema de monção sul-americano no norte da área de estudo, ao passo que nas porções mais ao sul, os máximos de precipitação ocorrem em diferentes épocas do ano, indicando a existência de outros mecanismos atuantes que contribuem para a pluviosidade mais bem distribuída.

No verão o aquecimento da superfície e os aportes de umidade que adentram o continente são responsáveis por instabilizar a atmosfera, produzindo mais convecção, em associação ao sistema de monção da América do Sul, conforme destaca Grimm (2009a; 2021a). Tanto o aquecimento quanto a convergência de umidade são mais expressivos no norte da região, nas proximidades com o sistema de ZCAS, de modo que nessa área ocorrem máximos de precipitação nos trimestres de verão (DJF ou JFM).

Para além destes processos, ainda durante o verão e nas estações de transição (semestre quente – outubro a abril), os CCMs respondem por uma parcela considerável da pluviosidade. Grimm (2009a; 2021a), Salio, Nicolinni e Zipser (2007) e Moraes *et al.* (2020) destacam que a intensificação dos CCMs ocorre em decorrência da mudança sazonal do jato subtropical de altos níveis e a sua interação com os ventos de baixos níveis, úmidos e quentes, provenientes do norte e frequentemente intensificados como jatos de baixos níveis.

No inverno e nas estações de transição frias (semestre frio de maio a setembro) a convergência de umidade encontra-se deslocada para o sul, de modo que as ondas baroclínicas nos ventos de oeste proporcionam frequente ciclogênese (formação e intensificação de centros de baixa pressão) e maior penetração de sistemas frontais (GRIMM, 2009a, 2021a). O sudeste do Rio Grande do Sul configura-se como a área mais afetada por essas dinâmicas, o que culmina em máximos de precipitação no inverno (maio-junho-julho ou junho-julho-agosto).

Neste sentido, a ciclogênese e a incursão de sistemas frontais apresentam importante influência na organização e variabilidade da precipitação no sul do Brasil no inverno, conforme apontam estudos de Gan e Rao (1991), Rao, Cavalcanti e Hada (1996), Grimm (2009a, 2021a) e Rosa *et al* (2013), contribuindo para a inexistência de uma estação seca nesta região do Brasil.

Na costa leste da região sul, sobretudo, no estado do Paraná, para além dos sistemas atmosféricos produtores de chuva, há uma significativa contribuição do efeito orográfico (fator estático). Os ventos em superfície divergem da Alta Subtropical do Atlântico e direcionam-se paralelamente à costa litorânea, local no qual encontram barreiras orográficas impostas pela Serra do Mar. Estudos de Labraga, Frumento e López (2000), Nimer (1989), Nery *et al.* (1997; 2002), Silva (2006) e Goudard e Paula (2016) ressaltam que o litoral do Paraná é uma região em que a convergência vertical de umidade associada as barreiras topográficas é significativa, culminando nas chuvas de verão mais expressivas de toda a região sul do Brasil. Neste sentido, as precipitações são reguladas pela orografia e pela brisa marítima, de modo que se notam maiores volumes de chuva em altitudes mais elevadas.

Estas dinâmicas apresentam reflexos do ponto de vista dos ciclos anuais de pluviosidade, bem como na definição dos trimestres mais chuvosos na área de estudo. Neste contexto, Grimm (2009a, 2021a) coloca em evidência que existem ciclos unimodais (1 pico), bimodais (2 picos) e trimodais (3 picos) no sul do Brasil. De acordo com a autora, a maior parte do Paraná e o centro-leste de Santa Catarina apresentam ciclos pluviais anuais unimodais, com máximos de precipitação no verão (dezembro-janeiro-fevereiro ou janeiro-fevereiro-março). No Rio Grande do Sul, especialmente, no sudeste, os máximos de precipitação ocorrem no inverno, caracterizando um regime de latitudes médias, com contribuições dos sistemas frontais e das ciclogêneses.

Para Grimm (2009a, 2021a), regimes bimodais e trimodais ocorrem em grande parte do sul do Brasil, refletindo o caráter de transição climática. Dessa forma, o trimestre de máxima precipitação varia consideravelmente, sendo que: no <u>nordeste</u> da área (estado do Paraná e centro-leste de Santa Catarina) predomina o regime de monções de verão, com máximos pluviais no verão (DJF ou JFM); no <u>oeste</u> as maiores precipitações ocorrem na primavera; na maior parte do Rio Grande do Sul (<u>sul</u> da região) verificam-se regimes bimodais e trimodais, com máximos pluviais no trimestre agosto-setembro-outubro; no sudeste do Rio Grande do Sul o trimestre de máxima pluviosidade é julho-agosto-setembro; o regime trimodal com máximo na primavera, verão e outono predomina no noroeste do Rio Grande do Sul, oeste de Santa Catarina e sudoeste do Paraná.

Neste sentido, segundo Grimm (2009a, 2021a) com exceção do nordeste da região sul, com regime unimodal bem definido, **não há uma estação chuvosa homogênea e bem definida, tanto no que se refere à variabilidade anual como em relação aos eventos pluviais extremos**. Estes apresentam distribuição razoavelmente homogênea, sendo concentrados no verão apenas no nordeste do Paraná e leste de Santa Catarina.

Nimer (1989) sistematizou uma representação espacial da variabilidade dos máximos de precipitação no sul do Brasil (FIGURA 33), corroborando com as análises desenvolvidas por Grimm (2009a, 2021a) de que ainda que as chuvas sejam bem distribuídas, as variações mensais ocorrem de maneiras não homogêneas. Para o autor, o trimestre de máxima precipitação varia consideravelmente ao longo dos estados do sul do Brasil (FIGURA 33). Na porção norte, em geral, os máximos pluviais concentram-se nos meses de verão (NDJ, DJF ou JFM), ao passo que quanto mais para o sul, mais significativas são as precipitações de inverno. Nimer (1989) ainda destaca o Estado do Paraná, que em virtude de estar localizado no setor norte da Região, possui um regime anual de precipitação que, embora não seja tipicamente tropical, é muito semelhante ao que caracteriza o Brasil tropical, com máximos pluviais em NDJ na metade oeste deste estado e DJF na metade leste; e mínimos no inverno e outono.

A porção noroeste do Paraná é a única no contexto da área de estudo que apresenta a incidência de período seco (1 a 2 meses durante o ano), em decorrência da vinculação desta área ao clima tropical semiúmido do Brasil Central. Nesta área as chuvas de verão são mais acentuadas em função das instabilidades tropicais (correntes perturbadas de oeste - W), enquanto que no inverno a ausência destas dinâmicas culmina em decréscimos pluviais significativos. Contudo, o período de seca é curto e de pouca intensidade (máximo de 2 meses) em decorrência das sucessivas entradas da frente polar (correntes perturbadas de sul – S) durante o inverno, compensando, em partes, a não participação das correntes perturbadas de oeste neste período (NIMER, 1989).



FIGURA 33 – TRIMESTRE DE MÁXIMA CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

Elaboração: Goudard (2021)

Desse modo, verifica-se no estado do Paraná uma zona de transição entre o regime de chuva de duas estações bem definidas, com máximo no verão e seca no inverno, típico do Brasil tropical, e o regime de chuvas bem distribuídas, característico do Brasil Subtropical ou Temperado, conforme pontua Nimer (1989).

A faixa litorânea do Paraná e de Santa Catarina também merece destaque no que se refere aos regimes pluviais. Nesta área o máximo pluviométrico ocorre, geralmente, no verão (JFM) e os menores índices são registrados no inverno e, secundariamente, no outono. Estas características denotam a existência de um ritmo estacional típico das regiões de clima tropical (NIMER, 1989).

À medida em que ocorrem avanços para o extremo sul da região (sobretudo no estado do Rio Grande do Sul), o ritmo estacional da precipitação vai se tomando cada vez mais sujeito à ocorrência de máxima no inverno e mínima no verão, conforme pode-se notar na FIGURA 33. Neste sentido, Nimer (1989) identificou em algumas porções do Rio Grande do Sul (metade oriental) o que descreveu como um clima com tendências às características mediterrâneas.

De modo complementar às análises desenvolvidas por Nimer (1989) e Grimm (2009a; 2021a), Jorge (2015) ao avaliar a dinâmica e as tendências pluviais para o clima Subtropical no período de 1977 a 2011, verificou que as precipitações apresentam variações anuais de 1000 a 2800 mm, sendo mais expressivas no litoral do Paraná e na porção sudoeste do Paraná, oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 34). Configurações semelhantes foram evidenciadas em estudos recentes de Nascimento Junior e Collischonn (2021) ao identificarem três padrões de análise de componentes principais para as precipitações no sul do Brasil.



FIGURA 34 – VARIABILIDADE PLUVIAL ANUAL NO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

Do ponto de vista sazonal, Jorge (2015) verificou maiores expressividades nos meses de verão e primavera, com médias de 509,5 mm e 466,9 mm, respectivamente, em comparação ao outono e inverno, cujos valores médios são de 394,2 mm e 318,8 mm considerando o período de 1977 a 2011 (FIGURA 35). Salienta-se também que no verão a variabilidade espacial da precipitação difere consideravelmente em relação as demais estações do ano, o que sugere que as gêneses pluviais também sejam distintas.

FIGURA 35 – VARIABILIDADE PLUVIAL SAZONAL (A – VERÃO, B – OUTONO, C – INVERNO, D – PRIMAVERA) NO CLIMA SUBTROPOCAL BRASILEIRO



FONTE: Jorge (2015).

Desse modo, de uma maneira geral, nota-se que no âmbito do clima Subtropical, o setor norte da região apresenta sinais de tropicalidade, marcado por máximos de precipitação nos meses de verão. No setor centro-sul, em contrapartida, a variabilidade pluvial é notadamente de origem frontal, com chuvas bem distribuídas durante todo ano.

Para além dos estudos apresentados nesta tese, abordagens regionais enfatizando a variabilidade pluvial e as tendências climáticas no sul do Brasil podem ser encontrados em Maack (1981), Troppmair (1990), Nery *et al.* (1997; 2002), Caviglione *et al.* (2000), Mendonça (2000, 2006, 2014), Pandolfo *et al.* (2002), Souza (2006), Silva (2006), Nogarolli (2007), Rossato (2011), Embrapa (2012), Nascimento Junior (2013), Sanches (2013), Jorge (2015), Franco (2017), Nitsche *et al.* (2019), Limberger e Ely (2019), Back, Sônego e Pereira (2020), Nascimento Junior e Collischonn (2021), Fortin, Ely e Henry (2021), dentre outros.

CAPÍTULO 2 - BASES TEÓRICO-METODOLÓGICAS DA PESQUISA

Este capítulo encontra-se voltado ao delineamento dos suportes metodológicos e dos procedimentos adotados para a efetivação da pesquisa, privilegiando as bases metodológicas, as fontes de dados e os tratamentos estatísticos realizados.

2.1 MÉTODO DE ANÁLISE

A presente pesquisa encontra-se embasada no método hipotético-dedutivo, o qual orienta-se a partir de conhecimentos e constatações gerais a serem verificados em detalhe por meio de hipóteses (MARCONI e LAKATOS, 2003). Neste sentido, esta tese parte da premissa (geral) do acoplamento oceano-atmosfera e de teleconexões que se expressam em padrões de grande escala ao longo do planeta. Estas conexões remotas, em escalas macroclimáticas, apresentam reflexos do ponto de vista das variabilidades regionais, gerando a necessidade de estudos que coloquem em evidência os mecanismos, os processos e os controles de gênese destas dinâmicas.

Neste contexto, nesta tese busca-se compreender os efeitos do acoplamento oceano-atmosfera (escala macroclimática) na variabilidade pluvial do clima

Subtropical brasileiro (escala regional), possibilitando discussões das interfaces entre as diversas escalas do clima.

A análise desenvolvida sustenta-se nos pressupostos da Teoria Geral dos Sistemas – TGS (BERTALANFFY, 1950), amplamente utilizada na ciência geográfica desde a década de 1960. Esta teoria permite compreender o sistema climático e sua variabilidade por meio de inter-relações sistêmicas entre o todo e suas partes, cujas interfaces ocorrem por meio de fluxos de matéria e energia (MONTEIRO, 1976; BERTALANFFY, 2008). O sistema é concebido como um conjunto organizado de elementos e suas interações, sendo que o todo, indissociável, não se resume a mera das soma partes, as quais apresentam particularidades intrínsecas (CHRISTOFOLETTI, 1999).

O clima, inserido nesta perspectiva, encontra-se hierarquizado em uma estrutura global, organizada horizontalmente (estrutura) e verticalmente (função), em alusão a uma árvore de ramificações, um multinivelado e estratificado padrão de organização – FIGURA 36. Segundo Monteiro (1976) a representação climática em forma de arborescência denota os princípios de dinamicidade e evolução do sistema climático, sendo este aberto com organização hierárquica e autorreguladora.

O esquema evidenciado na FIGURA 36 retrata o escalonamento das unidades climáticas, desde o nível zonal até ao local. Para Monteiro (1976), do tronco inicial da superfície terrestre (nível 1), passam a desdobrar-se os grandes galhos da organização zonal (nível 2), os quais se ramificam em galhos regionais (nível 3) e, posteriormente, em ramos locais (nível 4). A fragmentação pode ser infinita e reflete o caráter sistêmico do clima, de modo que o tronco unificador pode ser desmembrado em *meso, topo* e *microclimas*.

Dessa forma, as unidades climáticas encontram-se escalonadas em subsistemas zonal, regional e local, marcados, respectivamente, pela diversificação, organização e especialização do todo climático, de modo a refletir as complexidades inerentes às interações multiescalares do clima (MONTEIRO, 1976). De modo semelhante, para Sant'Anna Neto (2008; 2013), a generalização encontra-se atrelada à escala global associada à mudança do clima, a organização refere-se à escala regional marcada pelos processos de variabilidade e a especialização denota a escala local ligada ao ritmo climático, cujas gêneses e processos demonstram-se particulares.



FIGURA 36 - NOÇÃO DE HIERARQUIA SEGUNDO ARTHUR KOESTLER: APLICAÇÕES DA PERSPECTIVA SISTÊMICA NA CLIMATOLOGIA.

FONTE: adaptado de Koestler (1971) apud Monteiro (1976).

Partindo destas premissas, a presente pesquisa baseia-se em arcabouços sistêmicos e parte da noção de interação entre as dimensões oceânicas (anomalias de temperatura da superfície do mar) e os subsistemas climáticos (circulação atmosférica e efeitos na pluviosidade), no intuito de compreender os padrões de variabilidade pluvial no clima Subtropical brasileiro.

O fluxograma (FIGURA 37) coloca em evidência o esquema metodológico que orienta esta pesquisa, destacando as interconexões, as etapas e as bases de dados utilizadas, cujos detalhamentos ocorrem ao longo deste capítulo.



FIGURA 37 - FLUXOGRAMA DA PESQUISA

Elaboração: Goudard (2023).

2.2 TÉCNICAS DE ANÁLISE

2.2.1 Coleta de dados

Os dados relativos às precipitações foram coletados na plataforma Hidroweb - Sistema de Informações hidrológicas, da Agência Nacional de Águas (ANA). A coleta baseou-se no total de 3962 estações localizadas no recorte do sul do Brasil e de uma porção do estado de São Paulo. Tendo como base este recorte, após a triagem dos dados, foram selecionadas 703 estações pluviais com temporalidade adequada para a realização do estudo (FIGURA 38, descritas no APÊNDICE A). Destas estações, 551 encontram-se localizadas totalmente dentro do recorte espacial, ao passo que 152 localizam-se na zona de transição para o clima Tropical.



FIGURA 38 - ESTAÇÕES PLUVIAIS UTILIZADAS NO ESTUDO

FONTE: HIDROWEB (2020). Elaboração: Goudard (2021).

As coletas foram feitas tendo como base os seguintes critérios: a) localização das estações, visando a boa espacialização das amostras; b) série histórica englobando a temporalidade do presente estudo (1976 - 2019); c) percentual de falhas inferior a 20% da série histórica, no intuito de garantir a qualidade e a consistência da base de dados. Ressalta-se que das 703 estações selecionadas, 638 apresentaram falhas inferiores a 10% da série histórica e que 11 estações apresentaram valores superiores a 20% (entre 20 e 23%), contudo não foram desconsideradas, visando uma boa distribuição dos postos pluviométricos pelo recorte espacial adotado nesta pesquisa.

Em função do norte da área de estudo tratar-se de uma área de transição para o clima Tropical, bem como em decorrência da espacialização geoestatística dos dados, foram consideradas estações para além do recorte espacial desta pesquisa (FIGURA 38).

De modo a complementar as análises pluviais associadas às tipologias dos ENOS, para além dos dados observados de estações, foram utilizados os seguintes dados: I) GPCC (*Global Precipitation Climatology Center* - v2022, com resolução horizontal de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ - SCHNEIDER *et al.*, 2022); II) dados mensais de vetor vento e magnitude (200 e 850 hPa), vento zonal (200 hPa), velocidade vertical ômega (200 hPa) e altura geopotencial (200 hPa) da reanálise I do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996) e III) a divergência do fluxo de umidade integrado na vertical (kg m⁻² s⁻¹) diretamente do repositório da reanálise do ERA5 (HERSBACH *et al.*, 2019).

No que se refere aos dados de TSM, estes foram obtidos por meio da base de dados do *CDC/NOAA – Climatic Data Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration*, sendo frutos da versão 5 de reanálise (ERSSTv5) - (HUANG *et al.*, 2017), com resolução espacial de 2º, originalmente obtidos para o período de janeiro de 1854 até o presente.

Os índices climáticos relativos às oscilações atmosféricas e oceânicas foram obtidos a partir do *Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series*, do NOAA e com base em Souza e Reboita (2021).

O tratamento dos dados supracitados ocorreu por meio dos seguintes *softwares* e programas:

- ✓ Excel Microsoft©: com o propósito de organizar os dados e construir gráficos, quadros e tabelas;
- ✓ XLSTAT© (ADDINSOFT, 2021): para a definição de zonas pluviais homogêneas (Agglomerativ Hierarchical Clustering – AHC e k-means), correções de falhas (algoritmos – vizinho mais próximo, NIPALS, imputações múltiplas – MCMC e EM), testes de homogeneidade (Pettitt, SNHT, Buishand e Von Neumann) e demais tratamentos estatísticos realizados ao longo da tese;
- ✓ Climate Data Operators (CDO versão 1.9.4): para conversão dos dados das estações pluviais em arquivos em formato NetCDF (.nc), retirada de tendência linear e de sazonalidade.
- ✓ NCAR Command Language (NCL): para as correlações espaciais entre a TSM global e as precipitações de cada região pluvial homogênea;
- ✓ Grid Analysis and Display System (GrADS): para o tratamento e mapeamento de variáveis meteorológicas diversas utilizadas ao longo da pesquisa;
- ✓ ArcGIS 10.5: para a realização de testes geoestatísticos (análises de outliers, semivariograma, entre outros), interpolações dos dados pluviais e demais mapeamentos em ambiente SIG Sistema de Informações Geográficas.

2.2.2 Correção, homogeneização e análise de consistência dos dados pluviais

As correções dos dados pluviais mensais foram realizadas no *software* estatístico XLSTAT. Para a escolha da técnica de correção mais adequada foram considerados os seguintes algoritmos: vizinho mais próximo (VMP), NIPALS, imputações múltiplas (MCMC) e algoritmo EM (<u>APÊNDICE B</u>).

A escolha da referida técnica de preenchimento de dados pautou-se em testes de correlação e regressão entre os dados observados e simulados (APÊNDICES B e C), tendo como base uma amostra de 70 estações (correspondentes a 10% da base de dados desta pesquisa), das quais foram retirados 15% dos dados e realizados os testes dos modelos de correção mais adequados.

Posteriormente a estas análises, o algoritmo NIPALS (*Non-linear Iterative Partial Least Squares*) foi selecionado para a imputação de dados faltantes nas séries históricas. Este algoritmo baseia-se na análise de componentes principais (ACP) e em regressões para predição dos valores faltantes (WOLD, 1973). Ressalta-se que o algoritmo se mostrou eficiente em estudos de Terray (2002), Islam (2012), Sattari *et al.* (2016) e Goudard (2019).

Do ponto de vista da análise da consistência dos dados, foram realizadas verificações de *outliers* por meio da construção de *box-plot* no ArcGIS 10.5 (<u>APÊNDICE D</u>), bem como foram aplicados quatro testes de homogeneidade disponíveis no *software* estatístico XLSTAT, quais sejam: Pettitt, teste de homogeneidade normal padrão (SNHT, *Standard Normal Homogeneity Test*), Buishand e Von Neumann.

De acordo com Santos (2012), a combinação de um teste SNHT de maneira concomitante ao Buishand e ao Pettitt seria o procedimento recomendado para aceitar ou rejeitar a homogeneidade de uma série climatológica.

O teste Pettitt (PETTITT, 1979) é um teste não-paramétrico, que não requer nenhuma suposição sobre a distribuição dos dados. Trata-se de uma adaptação do teste Mann-Whitney e descreve a hipótese nula como o fato das variáveis T seguirem a mesma distribuição F, e a hipótese alternativa que em um momento t há uma mudança de distribuição. A sua formulação matemática é baseada no número de ordem correspondente à ordenação crescente dos valores ou elementos da série (SANTOS, 2012), expresso pela seguinte fórmula:

$$U_k = 2\sum_{i=1}^k O_i - k(n+1)$$

EQUAÇÃO 01, onde: n = total de elementos da série; k = contador = 1, 2, (n-1) e O_i = ordem da iésima observação, quando os valores da série Y1, ..., Yn são ordenados em ordem crescente.

O valor de k, que corresponde ao máximo valor absoluto de U_i, é estimado como o ano no qual ocorre a mudança, de modo que:

$$K(t) = \max_{1 \le k \le n} |U_k|$$

EQUAÇÃO 02, onde: K (t) = máximo de U_k dados pela equação 1.

O teste *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT) é um teste de razão de verossimilhança amplamente utilizado em climatologia, visando identificar uma mudança abrupta no valor médio de uma série temporal (ALEXANDERSSON, 1986; SUGAHARA *et al.*, 2011). Este teste foi desenvolvido por Alexandersson (1986) para detectar uma mudança em uma série de dados de precipitação. O teste é aplicado a uma série de modo a comparar as observações de uma estação de medição com a média de várias estações de modo padronizado.

A estatística do teste SNHT, de acordo com Santos (2012), é o valor máximo da função T(k), em que:

$$T(k) = k(\overline{z_1})^2 + (n-k)(\overline{z_2})^2$$

EQUAÇÃO 03, onde: Z₁ e Z₂ são as médias aritméticas de Zi de 1 a k e de k+1 até n anos da série padronizada (Zi), respectivamente.

O valor de k que corresponde ao valor máximo de T(k) é o ano estimado da mudança. Dessa forma, se o valor de T(k) está acima de certo nível crítico, rejeita-se a hipótese de nulidade de homogeneidade ao nível de significância correspondente (SANTOS, 2012, p.21).

O teste de Buishand (1982) pode ser usado em variáveis que seguem qualquer tipo de distribuição, sendo definido por:

$$S_k = \sum_{i=1}^k (Y_i - \overline{Y})$$

EQUAÇÃO 04, onde: Y é a série em teste e Y é a média aritmética da série; k= 1, 2, ... n.

No contexto deste teste, se não existe mudança significativa na média, o termo S_k irá flutuar próximo de zero. Se há uma ruptura ou mudança na série no ano k, então S_k tem um máximo (deslocamento negativo) ou um mínimo (deslocamento positivo) nas proximidades do ano de ruptura (SANTOS, 2012). O teste de Von Neumann, por sua vez, permite identificar se existem ou não rupturas nas séries, mas não permite detectar o momento da mudança.

De acordo com Santos (2012), o SNHT é mais sensível para detectar descontinuidades no início e no final das séries, ao passo que os testes Pettitt e Buishand são mais sensíveis às heterogeneidades localizadas no meio da série. Do ponto de vista das séries utilizadas nesta tese, o teste de Von Neumann mostrou-se como o mais sensível para detecções de descontinuidades, sendo o teste que mais identificou quebras de homogeneidade, com um total de 602 das 703 estações com rupturas (FIGURA 39).

Na FIGURA 40 pode-se verificar a espacialização das estações sem (verde) e com (vermelho) problemas de homogeneidade de acordo com os quatro testes aplicados neste estudo.



FIGURA 39 – TESTES DE HOMOGENEIDADE: ESTAÇÕES COM QUEBRAS

FIGURA 40 – ESPACIALIZAÇÃO DOS TESTES DE HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES HISTÓRICAS



Elaboração: Goudard (2021).

As descontinuidades encontradas nas séries, em grande medida, refletiram variações naturais do clima, conforme exemplo presente na FIGURA 41. Assim, optou-se por realizar testes considerando as médias com e sem as estações que apresentaram rupturas de homogeneidade para cada região pluvial homogênea, os quais encontram-se disponíveis no APÊNDICE E.

Para tanto, foram considerados os testes Pettitt e SNHT de maneira isolada, visto que são os mais utilizados na literatura para análise de homogeneidade em séries climáticas. De modo complementar, também foram consideradas as médias sem o conjunto de estações que apresentaram rupturas simultâneas nos testes Pettitt, SNHT e Buishand. O teste de Von Neumann foi desconsiderado nestas análises por se demonstrar muito sensível às séries adotadas neste estudo. Destaca-se que análise semelhante foi aplicada por Limberger *et al.* (2021) ao avaliar as vazões e precipitações na bacia Amazônica em associação com a Oscilação Decenal do Pacífico e o desmatamento.

Os testes aplicados não demonstraram diferenças significativas, por meio do R² e das médias, em retirar ou não as estações pluviais que apresentaram alguma ruptura de homogeneidade. Dessa forma, visando a boa espacialização das amostras de dados e considerando os resultados detalhados no <u>APÊNDICE E</u>, optou-se por não excluir nenhuma das 703 estações utilizadas nesta pesquisa.



FIGURA 41 – EXEMPLO DE ESTAÇÃO (2449026 EM ABAPÃ - PARANÁ) COM RUPTURA POSITIVA NO TESTE PETTITT

FONTE: XLSTAT (ADDINSOFT, 2021).

2.2.3 Definição de zonas homogêneas

A definição de zonas homogêneas de chuva pautou-se no método Ward aplicado com o software XLSTAT. Inicialmente, as estações utilizadas nesta pesquisa foram agrupadas por meio da técnica de Análise de Agrupamento (*Agglomerative Hierarchical Clustering - AHC*), sendo esta multivariada, cujo objetivo é separar dados em grupos que não são conhecidos previamente (WILKS, 2006). Este procedimento foi realizado no software estatístico XLSTAT, pautando-se no método Ward, por correlação linear de Pearson, que é a medida da multiplicação dos desvios em relação à média entre duas variáveis.

O Agglomerative Hierarchical Clustering – AHC é um método de classificação iterativo baseado em dissimilaridades e apresenta, entre outras vantagens, a não necessidade de escolha da quantidade de classes por parte do pesquisador. Assim, no contexto desta pesquisa, considerando tanto os dados anuais, como mensais e sazonais, 2 classes foram identificadas como ideais para o agrupamento da pluviosidade (FIGURA 42).

Contudo, ainda que a análise de cluster tenha determinado como padrão ideal 2 classes para a base de dados desta pesquisa, optou-se por ampliar a quantidade de regiões homogêneas visando atender aos objetivos da presente tese de doutorado.

Salienta-se que na busca pela identificação de potenciais relações distintas da pluviosidade com a variabilidade da TSM no contexto espacial desta pesquisa, uma maior quantidade de regiões homogêneas permite melhores detalhamentos das potenciais variações das interações oceano-atmosfera na área de estudo.

Com base nestes pressupostos, foram realizados testes considerando de 2 a 15 classes⁴ no software estatístico XLSTAT, tendo como base o algoritmo K-means, no intuito de melhor compartimentar as precipitações da área de estudo.

O algoritmo K-means configura-se como um procedimento iterativo comumente utilizado para identificar clusters em um determinado conjunto de dados, sendo que, no âmbito desta pesquisa, os dados mensais de precipitação das 703 estações foram analisados de maneira conjunta no software XLSTAT para a aplicação do referido procedimento.

⁴ Ressalta-se que a partir de 10 classes, grupos muito pequenos foram criados, sem alterações dos padrões de agrupamento. Dessa forma, optou-se pela escolha de 9 classes.



FIGURA 42 – DENDROGRAMAS ANUAIS, MENSAIS E SAZONAIS

Elaboração: Goudard (2021).

De modo complementar, estudos de Grimm (2009a, 2021a), Reboita *et al.* (2010), Jorge (2015), Limberger e Ely (2019), Marrafon e Reboita (2020) e Nascimento Junior e Collischonn (2021) foram levados em consideração para a definição da quantidade de classes ideal e das compartimentações mais adequadas. Partindo-se destas premissas foram adotadas 9 classes representativas de regiões pluviais homogêneas, conforme a FIGURA 43.



FONTE: XLSTAT (2021).

Para evitar que estações se localizassem fora das áreas determinadas pela análise de agrupamento, as regiões pluviais homogêneas iniciais (K-means 9 classes) foram reagrupadas levando-se em consideração a variabilidade pluvial, o relevo e os estudos mencionados anteriormente. O arranjo inicial em 9 classes e o seu reagrupamento, bem como os critérios (relevo e precipitação) de definição das classes, encontram-se detalhados na FIGURA 44.

Ressalta-se que as regiões pluviais homogêneas adotadas se assemelham à análise de componentes principais aplicada às precipitações no sul do Brasil por Nascimento Junior e Collischonn (2021) e às zonas delimitadas por Jorge (2015) no que se refere às tendências pluviais para o clima Subtropical no período de 1977 a 2011. Este fato denota que a compartimentação adotada neste estudo é representativa do recorte espacial desta pesquisa, com base nos aportes da literatura.



FIGURA 44 – CLUSTERS DAS REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS E CRITÉRIOS DE DEFINIÇÃO

Legenda: (A) – cluster inicial com 9 classes definidas no XLSTAT; (B) – cluster reagrupado; (C) – relevo; (D) – precipitação anual (1976 – 2019). Elaboração: Goudard (2021).

2.2.4 Tratamentos estatísticos de análise da variabilidade pluvial e da TSM

A análise da variabilidade foi realizada com base em medidas de centralidade e dispersão, de modo que as primeiras objetivam determinar o valor central entre os valores observados e as segundas se referem à distribuição de valores ao longo da série. Neste sentido, foram aplicados cálculos de médias anuais, sazonais e mensais, variância, desvio padrão e coeficiente de variação no intuito de verificar as variações pluviais no recorte temporal adotado neste estudo.

Para a compreensão das variabilidades pluviais interanuais, a identificação de anos-padrão foi utilizada pautando-se em Nascimento Junior (2013) - QUADRO 08, de modo a detectar anos extremamente secos, secos, habituais, chuvosos e extremamente chuvosos nos recortes do clima Subtropical, das unidades federativas que compõem esta delimitação e para cada uma das 9 regiões pluviais homogêneas delimitadas.

Classe do Ano-Padrão	Percentil	Formatação Condicional	Cor
Período Extremamente Seco (PES)	P = 0,10	Valores menores ou iguais PES	
Período Seco (PS)	P = 0,35	Valores entre PES e PS	
Período Habitual (PH)	-	Valores entre PS e PC	
Período Chuvoso (PC)	P = 0,65	Valores entre PC e PEC	
Período Extremamente Chuvoso (PEC)	P = 0,90	Valores maiores ou iguais PEC	

QUADRO 08 – CRITÉRIOS DE DEFINIÇÃO DE ANOS-PADRÃO

Elaboração: Goudard (2020) baseada em Nascimento Junior (2013).

No que se refere à espacialização dos dados pluviais, esta foi pautada em parâmetros geoestatísticos e de análise espacial. Sabe-se que a precipitação apresenta certo grau de dependência espacial, de modo que, espera-se que amostras mais próximas, no tempo e no espaço, sejam mais similares entre si, ao passo que as mais distantes apresentem maior grau de dissimilaridade (YAMAMOTO *et al.*, 2013; MELLO, 2015).

Desse modo, para avaliar a interpolação mais adequada foram realizados testes de princípios de normalidade dos dados e do semivariograma de interação entre as amostras no software ArcGIS 10.5.

O semivariograma configura-se como uma função matemática que expressa a dependência entre duas variáveis aleatórias regionalizadas. Este procedimento permite identificar o índice de Dependência Espacial (IDE), descrito por Cambardella *et al.* (1994), possibilitando evidenciar se a amostra de dados pode ser interpolada e qual o método de interpolação mais indicado para o conjunto amostral (FIGURA 45).



FONTE: adaptado de Goudard (2019) baseada em Cambardella et al. (1994) e Wanderley et al. (2012).

No contexto desta pesquisa, com base na análise dos semivariogramas (<u>APÊNDICE F</u>) as interpolações pautaram-se em Krigagem Ordinária Exponencial, a qual refere-se à estimativa geostatística que permite inferir valores de uma grade amostral. Autores como Wanderley *et al.* (2012), Yamamoto *et al.* (2013) e Mello (2015) afirmam que estimativas geoestatísticas são, muitas vezes, superiores aos demais métodos de interpolação, por levarem em consideração o semivariograma, a amplitude e a dependência espacial do conjunto amostral.

Para a análise da variabilidade da TSM foram realizados mapeamentos das variações anuais e sazonais no período de 1976 a 2019, bem como gráficos das oscilações climáticas atreladas aos diversos oceanos (<u>APÊNDICE G</u>).

Os índices destas oscilações são disponibilizados na base de dados do NOAA e alguns confeccionados por Souza e Reboita (2021), a partir de uma ferramenta para o monitoramento dos padrões de teleconexão na América do Sul, disponível em: <u>https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/</u>.

2.2.5 Correlações lineares entre as chuvas e a temperatura da superfície do mar

Para a análise das correlações, os dados pluviais mensais foram convertidos para a extensão NetCDF (.nc) no software CDO - *Climate Data Operator.* As correlações espaciais lineares entre os dados de precipitação e de anomalias de TSM foram realizadas no software *NCAR Command Language (NCL)* versão 6.5.0, por meio de um *script* padrão, através da relação entre a pluviosidade de cada sub-região homogênea e os pontos de grade de TSM. Estes processos foram realizados com as séries temporais sem tendência e sem sazonalidade, de modo que apenas fossem correlacionadas as variabilidades anômalas das variáveis envolvidas no estudo.

Estes procedimentos possibilitaram a identificação das áreas de anomalias de TSM que mais se correlacionam com a variabilidade pluvial da área de estudo, com e sem defasagem (do lag0 ao lag9). Para fins de defasagem temporal, as séries mensais de precipitação sempre foram deslocadas à frente da série de TSM.

Posteriormente, a análise das porções oceânicas mais bem correlacionadas com cada região homogênea, foram selecionadas áreas oceânicas representativas em lag0, em que foram extraídas no GrADS e correlacionadas novamente com os dados das regiões homogêneas (RHs), sem tendência e sem sazonalidade. A retirada das tendências e sazonalidades da TSM e das regiões pluviais homogêneas foi realizada no *software* CDO, por meio da função *detrend* e da subtração da climatologia mensal dos dados, respectivamente.

Optou-se por utilizar as médias de TSM de regiões específicas do globo em detrimento dos índices climáticos, em virtude de que os resultados presentes nos mapas de correlação indicavam áreas variadas e que nem sempre correspondiam aos índices previamente calculados por institutos ou outros pesquisadores. Ademais, objetivou-se ampliar a análise para além dos índices das oscilações já conhecidos.

Contudo, de maneira complementar, para além das correlações lineares com as áreas extraídas dos mapeamentos realizados no NCL, foram realizadas correlações de cada região homogênea com diversos índices climáticos, abarcando os oceanos Pacífico, Atlântico e Índico. Estes índices encontram-se disponíveis na base de dados do NOAA e em Souza e Reboita (2021). Neste sentido, o conjunto de dados utilizados encontra-se descrito no QUADRO 09.

Índice	Temporalidade	Coordenadas e Base de dados		
Oscilação Antártica (AAO)	1979 - 2019	Para o índice do padrão de teleconexão AAO (ou SAM), utiliza-se a análise de EOF nas anomalias mensais de altura geopotencial em 700 hPa em 20°S. A primeira componente principal obtida na EOF é a AAO. O CPC, normalizada as séries do índice obtido na EOF pelo desvio padrão mensal (período base 1979-2000). Base de dados: NOAA/CPC.		
Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO)	1976 - 2019	As séries temporais são calculadas a partir do conjunto de dados Kaplan SST que é atualizado mensalmente. Trata-se da média ponderada da área sobre o Atlântico Norte de 0 a 70N, suavizado no período de 121 meses, conforme Enfield <i>et al.</i> (2001). Base de dados: NOAA/PSL.		
Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (IASAS)	1979 – 2019	Diferença das anomalias mensais da pressão atmosférica ao nível médio do mar entre a região sudeste (25°S-15°S e 50°O a 40°O) e sul (37.5°S- 27.5°S e 60°O a 50°O) do Brasil. Quando o índice é positivo, a pressão está maior na região sudeste do Brasil. Base de dados: Souza e Reboita (2021).		
Dipolo do Oceano Índico (IOD)	1976 - 2019	HadISST1.1 SST é usado para calcular a anomalia de gradiente de TSM entre o oeste equatorial do Oceano Índico (50°L–70°L e 10°S–10°N) e sudeste equatorial Oceano Índico (90°L–110°L e 10°S–0°N). Base de dados: NOAA/WGSP.		
Tripole Index para a Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO)	1976 - 2019	O índice é baseado na diferença entre a média da SSTA no Pacífico equatorial central e a média da SSTA no Noroeste e Sudoeste do Pacífico. As regiões usadas para calcular o índice são: Região 1: 25°N–45°N, 140°L–145°O, Região 2: 10°S– 10°N, 170°L–90°O, Região 3: 50°S–15°S, 150°L – 160°O. Base de dados: NOAA/ESRL PSL.		
Índice de TSM na RG2 (ITSMRG2)	1979 - 2019	O Índice de TSM na RG2 (ITSMRG2) é definio pela anomalia da TSM média e é calculado po TSMRG2 = ATSM [40°S-30°S;57°-47°O]. Base o dados: Souza e Reboita (2021)		

QUADRO 09 – ÍNDICES DE OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS: NOMENCLATURA, TEMPORALIDADE E
CRITÉRIOS

Índice de TSM nas regiões RG2 e RG3 (ITSMRG2+3)	1979 - 2019	O Índice de TSM nas regiões RG2 + RG3 (ITSMRG2+RG3) é definido pela anomalia da TSM média e é calculado por: TSMRG2+RG3 = ATSM [55°S-30°S;65O°-35°O]. Base de dados: Souza e Reboita (2021)		
Oscilação do Atlântico Norte (NAO)	1976 - 2019	O índice é obtido projetando o padrão de carregamento do NAO no campo de anomalia diária de 500 hPa em 0-90°N. O procedimento usado para calcular os índices diários do NAO é baseado na Análise de Componentes Principais Rotados (RPCA) usada por Barnston e Livezey (1987). Base de dados: NOAA/PSL.		
Região NINO 1+2	1976 - 2019	O índice é calculado a partir da média da TSM na área da região Niño 1+2 (0-10S, 90O-80O) e, posterior, anomalia. Ocorre uma suavização das anomalias com uma média contínua de 5 meses e normalização dos valores suavizados por seu desvio padrão ao longo do período climatológico. Base de dados: NOAA/CPC.		
Região NINO 3	1976 - 2019	O índice é calculado a partir da média da TSM na área da região Niño 3 (5N-5S,150O-90O) e, posterior, anomalia. Ocorre uma suavização das anomalias com uma média contínua de 5 meses e normalização dos valores suavizados por seu desvio padrão ao longo do período climatológico. Base de dados: NOAA/CPC.		
Região NINO 3.4 1976 - 2019		O índice é calculado a partir da média da TSM na área da região Niño 3.4 (5S-5N; 1700- 1200) e, posterior, anomalia. Ocorre uma suavização das anomalias com uma média contínua de 5 meses e normalização dos valores suavizados por seu desvio padrão ao longo do período climatológico. Base de dados: NOAA/CPC.		
Região NINO 4 1976 - 2019		O índice é calculado a partir da média da TSM na área da região Niño 3.4 (5S-5N; 170O- 120O) e, posterior, anomalia. Ocorre uma suavização das anomalias com uma média contínua de 5 meses e normalização dos valores suavizados por seu desvio padrão ao longo do período climatológico. Base de dados: NOAA/CPC.		

Oceanic Niño Index (ONI)	1976 - 2019	Média contínua de três meses de anomalias de TSM (ERSST.V5) na região Niño 3.4 (5N-5S, 120- 170W). Essa média de três meses consecutivos é comparada a uma média de 30 anos. A diferença observada em relação à temperatura média nessa região - mais quente ou mais fria - é o valor do ONI para a "estação" de três meses. Base de dados: NOAA/ CPC.		
Oscilação Decenal do Pacífico (PDO)	1976 - 2019	O índice é obtido através da análise da Função Ortogonal Empírica (EOF) das anomalias da temperatura da superfície do mar sobre o Pacífico Norte, é normalizado pela temperatura média global da superfície do mar, é padronizado pela componente principal (PC). Base de dados: NOAA/NCDC.		
Pacific South American (PSA1) 1979 - 2019		São utilizados dados das 1200 UTC de altura geopotencial em 700 hPa, no período de 2000 a 2020, da região entre 20°S e 90°S para todas as longitudes do globo. O índice PSA1 é calculado através da correlação espacial da Componente Principal 2 (CP2) com o campo da anomalia da altura geopotencial. Base de dados: Souza e Reboita (2021).		
Pacific South American (PSA2)	1979 - 2019	São utilizados dados das 1200 UTC de altura geopotencial em 700 hPa, no período de 2000 a 2020, da região entre 20°S e 90°S para todas as longitudes do globo. O índice PSA2 é calculado através da correlação espacial da Componente Principal 3 (CP3) com o campo da anomalia da altura geopotencial. Base de dados: Souza e Reboita (2021).		
Índice do Dipolo do Atlântico Sul (SAODI) 1979 - 2019		É definido pela diferença da anomalia da TSM média em dois centros de aquecimento e resfriamento intensos: SAODI = $[ATSM]_{NE}$ - $[ATMS]_{SW.}$ ATSM é anomalia da TSM, os subscritos mostram as duas regiões sobre as quais são calculadas: (NE: 20°O-10°L, 0°–15°S) e (SW:10°O–40°O, 25°S-40°S). Base de dados: Souza e Reboita (2021).		
Índice do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASDI)		É definido pela diferença da anomalia da TSM média em dois centros de aquecimento e resfriamento intensos: SASDI = [ATSM] _{NE} - [ATMS] _{SW.} ATSM é anomalia da TSM, os subscritos mostram as duas regiões sobre as quais são calculadas: (NE: 0°–20°O e 15°S–25°S) e (SW: 10°O–30°O e 30°S–40°S). Nesta tese foi utilizado o índice SASDI bruto de Souza e Reboita (2021), o qual foi multiplicado por "-1" para coincidir com o sinal do SAODI.		

Dipolo do Oceano Índico Subtropical (SIOD)	1979 - 2019	É calculado pela diferença da anomalia da TSM média em dois centros de aquecimento e resfriamento: SIOD = [ATSM]oeste - [ATMS]leste. ATSM é anomalia da TSM, os subscritos mostram as duas regiões sobre as quais são calculadas: (Oeste: 55°L–65°L e 37°S–27°S) e (Leste: 90°L– 100°L e 28°S–18°S). Base de dados: Souza e Reboita (2021).
Índice do Atlântico Norte Tropical (TNA)	1976 - 2019	Anomalia da média do TSM mensal de 5,5N a 23,5N e 15OW a 57,5O. Os conjuntos de dados HadISST e NOAA OI 1x1 são usados para criar o índice. A climatologia é 1971-2000. A metodologia desse índice foi proposta por Enfield <i>et al.</i> (1999) Base de dados: NOAA/PSL.
Índice do Atlântico Sul Tropical (TSA)	1976 - 2019	Anomalia da média do TSM mensal de Eq-20S e 10L-30O. Os conjuntos de dados HadISST e NOAA OI 1x1 são usados para criar o índice. A climatologia é 1971-2000. A metodologia desse índice foi proposta por Enfield <i>et al.</i> (1999). Base de dados: NOAA/PSL.

FONTE: NOAA/PSL e Souza e Reboita (2021).

Para efeitos dos cálculos de significância estatística, estes foram realizados no XLSTAT, sendo que para Rogerson (2012), o valor de *r* exigido para significância da correlação pode variar de acordo com o tamanho da amostra (n). Para *n* grande, *o r crítico* é de aproximadamente $2/\sqrt{n}$. Dessa forma, considerando a amostra dos 528 tempos dos dados mensais de 1976 a 2019 utilizados na presente tese, o valor mínimo necessário para que o *r* seja significativo ao nível de 95% é de: $2/\sqrt{528}$, ou 0,08704.

O teste de significância para *r* pode ser feito se o coeficiente de correlação verdadeiro (p) for igual a zero e os dados apresentarem distribuição normal (ROGERSON, 2012). Além disso, presume-se que as observações de cada variável sejam independentes. Se estes pressupostos forem atendidos, pode-se realizar o teste por meio da estatística de t (t= r $\sqrt{n-2}/\sqrt{1-r^2}$), segundo Rogerson (2012).

Partindo-se destas perspectivas, a significância estatística das correlações lineares realizadas no âmbito desta pesquisa foi pautada nestes cálculos. Para o mapeamento das anomalias compostas, um teste t-Student (WILKS, 2006; BOMBARDI e CARVALHO, 2017) foi aplicado para determinar as áreas de significância estatística ao nível de confiança de 90%.

2.2.6 Definição e análise das tipologias dos ENOS

Levando-se em consideração que o ENOS se expressa como o modo de variabilidade de maior relevância para a área de estudo, bem como tendo em vista a hipótese levantada de que estes fenômenos apresentam efeitos heterogêneos ao longo do clima Subtropical brasileiro, no contexto desta tese optou-se por analisar as variabilidades pluviais associadas aos diferentes tipos de ENOS.

Dessa forma, a identificação dos eventos ENOS na temporalidade da tese foi baseada no índice ONI, cujos períodos encontram-se disponíveis no site do CPC/NOAA. Este índice considera que os eventos ENOS são iguais ou superiores a +0,5°C (igual ou inferior a -0,5°C) na fase quente (fase fria) por 5 trimestres consecutivos segundo a média móvel de 3 meses.

Para efeitos de discussão dos resultados, a intensidade dos eventos pautouse nas categorias propostas por *GGWS* - *Golden Gate Weather Services* (2021), segundo as quais são considerados eventos EN (LN) fracos aqueles cujas anomalias de TSM variam entre +0,5 =< TSM =< +0,9°C (-0,5 =< TSM =< -0,9°C); moderados os que se encontram entre +1,0 =< TSM =< +1,4 (-1,0 =< TSM =< -1,4); fortes entre +1,5 =< TSM =< +1,9 (-1,5 =< TSM =< -1,9) e muito fortes os eventos cujas anomalias são superiores a +2,0 (inferiores a -2,0).

Em relação à classificação das diferentes tipologias dos ENOS, estudos de Yu e Kim (2013) destacam a diversidade de métodos para a sua categorização, tais como: localização central (NINO), usado por Kug *et al.* (2009), Yeh *et al.* (2009) e Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015; 2016); o EMI (*Modoki El Niño Index*), usado em Ashok *et al.* (2007); o índice *Cold Tongue / Warm Pool* (CT/WP) proposto por Ren e Jin (2011); e um método de correlação padrão (PTN) baseado em análises de EOF, utilizado em Kao e Yu (2009) e Yu e Kim (2013), dentre outros.

No contexto desta tese, as regiões e procedimentos utilizados por Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015; 2016) foram adotados, considerando as seguintes áreas para as diferentes tipologias do fenômeno: ENOS EP (Leste) ocorre com anomalias de TSM na região Niño3 – suprimindo 10º de longitude em relação a área do índice original (FIGURA 46A) para evitar sobreposições (140°O–90°O, 5°N–5°S) e ENOS CP (Central) na região Niño4 (160°L–150°O, 5°N –5°S) – FIGURA 46B.

Além disso, também foram considerados os eventos Mix (ENOS MX), tendo como base os trabalhos de Yu e Kim (2013) e Andreoli *et al.* (2016). No âmbito desta

tese, estes eventos configuraram-se como sendo aqueles que ao longo de sua evolução espaço-temporal (de junho 0 a maio +1, com destaque para a fase madura de DJF) apresentaram sobreposições entre as regiões do Niño3 e Niño4 - FIGURA 46C.

De acordo com Wolter e Timlin (2011), o ciclo ENOS começa no inverno austral (ano 0 do evento) e termina no outono/inverno austral do ano seguinte (+1). Nesse contexto, para a determinação dos eventos EP, CP e MX foram analisadas as evoluções espaço-temporais mensais das anomalias de TSM durante o período supracitado (junho 0 a maio +1, com destaque para a fase madura de DJF), considerando a localização oceânica (FIGURA 46B) proposta por Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015; 2016) e adaptada para a presente tese, no intuito de incorporar os eventos MX (FIGURA 46C).





FONTE: **(A)** – NOAA: Niño 1+2 (80°O-90°O, 0°-10°S), Niño 3 (150°O–90°O, 5°N–5°S), Niño 3.4 (170°O-120°O, 5°S-5°N) e Niño 4 (160°L–150°O, 5°N–5°S); **(B)** Central = Niño4 (160°L–150°O, 5°N–5°S) e Leste = niño3 adaptada (140°OW–90°O, 5°N–5°S). Fonte: adaptado de Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016), **(C)** EP = região Niño3 – suprimindo 10° de longitude em relação a área do índice para evitar sobreposições (140°O–90°O, 5°N–5°S), CP = região Niño4 (160°L–150°O, 5°N–5°S), MX = aqueles que ao longo de sua evolução espaço-temporal (de junho 0 a maio +1, com destaque para a fase madura de DJF) apresentaram sobreposições entre as regiões Niño3 e Niño4.

Posteriormente à classificação dos ENOS nas diferentes tipologias, as composições das anomalias de TSM em DJF para os eventos EP, CP e MX foram espacializadas, bem como as anomalias pluviais para as diferentes tipologias foram analisadas do inverno austral do ano 0 (JJA0) ao outono do ano seguinte (MAM+1).

Para verificar a variabilidade pluvial das diferentes tipologias, foram elaboradas composições de anomalias mensais e sazonais de junho (ano 0) a maio (ano +1) para os anos classificados nas tipologias ENEP, ENCP, ENMX, LNEP, LNCP e LNMX com base na normal climatológica de 1991-2020, tendo como base os dados do GPCC.

Além disso, visando detalhar os efeitos na pluviosidade e as causas associadas às diferentes tipologias dos ENOS, compostos de anomalias de ômega (200 hPa), divergência de umidade verticalmente integrada, vento (linhas de corrente e intensidade) em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis e altura geopotencial (200 hPa) também foram elaborados. A escolha do nível de 200 hPa foi realizada no intuito de proporcionar comparações com as análises de Tedeschi (2013) e Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016) para a América do Sul.

Estes procedimentos foram realizados no *software* GrADS e um teste t-Student bicaudal (WILKS, 2006; BOMBARDI e CARVALHO, 2017) foi aplicado para determinar as áreas de significância estatística ao nível de confiança de 90%.

De modo a complementar as análises, os padrões pluviais mensais das regiões homogêneas definidas na tese também foram analisados em relação à tipologia dos ENOS, por meio dos dados das estações pluviométricas. Dessa forma, foram analisadas as médias de precipitações dos conjuntos de anos relativos a cada tipologia do ENOS por região pluvial homogênea.

2.3 ESTRUTURA GERAL DAS ETAPAS DA PESQUISA

A FIGURA 47 a seguir sintetiza o percurso metodológico da presente tese.

FIGURA 47 – PERCURSO METODOLÓGICO DA TESE



Elaboração: Goudard (2023).

PARTE II – O CLIMA SUBTROPICAL E SUAS VARIABILIDADES

A parte II da presente tese, englobando o *Capítulo 3 - Variabilidade climática:* efeitos no clima Subtropical e o *Capítulo 4 - Regionalização das precipitações: a* heterogeneidade pluvial no clima Subtropical, dedica-se às análises da variabilidade pluvial e de índices oceânicos no recorte temporal de 1976 a 2019 na área de estudo.

O capítulo 3 coloca em evidência os mapeamentos e análises gráficas relativos à variabilidade pluvial anual, mensal e sazonal no clima Subtropical brasileiro, explorando as relações com os aspectos apresentados no referencial teórico, sobretudo, no que se refere ao item 1.3 - A dinâmica atmosférica na América do Sul e a pluviosidade no clima Subtropical.

Em relação à TSM, mapeamentos das climatologias anuais e sazonais, bem como as anomalias anuais são destacados ao longo do item 3.2. Além disso, relações com os índices climáticos de diversas oscilações disponibilizados na base de dados do NOAA e por Souza e Reboita (2021) também foram explorados. Ressalta-se que os referidos índices foram utilizados, posteriormente, para as correlações lineares com as precipitações por regiões pluviais homogêneas no capítulo 5.

O capítulo 4, por sua vez, volta-se à análise das precipitações por regiões pluviais homogêneas definidas no âmbito desta tese, enfatizando as variabilidades anuais, por meio de anos-padrão, e as variações mensais e sazonais, tendo em vista os regimes unimodais, bimodais e trimodais presentes na área de estudo. Estes regimes são descritos na literatura e comprovados por meio das análises realizadas, de modo que se constata que ainda que o clima Subtropical seja descrito como homogêneo em termos pluviais, notam-se variabilidades expressivas em relação às quantidades pluviais e aos meses de maior e menor pluviosidade na área de estudo. Neste sentido, verificam-se regularidades no regime das chuvas mensais no clima Subtropical brasileiro, porém estas são acompanhadas por heterogeneidades em termos de espacialização e de distribuição da precipitação entre os meses.

Tais condições são exploradas no contexto do capítulo 4 e permitem compreender o que há de homogêneo e o que há de heterogêneo no recorte espacial adotado para a presente tese. Os referidos questionamentos e análises também servem de subsídio para as discussões realizadas na parte III da tese, tendo em vista as interações oceano-atmosfera e seus efeitos nas chuvas do sul do Brasil.

CAPÍTULO 3 - VARIABILIDADE CLIMÁTICA: EFEITOS NO CLIMA SUBTROPICAL

O presente capítulo encontra-se voltado à análise da variabilidade da pluviosidade e da TSM no recorte temporal de 1976 a 2019. Dessa forma, divide-se em dois itens: o primeiro dedicado à espacialização e análise da variabilidade pluvial anual, sazonal e mensal do clima Subtropical brasileiro e; o segundo voltado à exploração da variabilidade da TSM e dos índices de oscilações climáticas no período supracitado.

3.1 VARIABILIDADE DA PLUVIOSIDADE

As precipitações no clima Subtropical apresentam variações anuais de 1100 a 2600 mm na temporalidade de 1976 a 2019 (FIGURA 48), sendo estas mais volumosas na porção litorânea e no sudoeste do estado do Paraná, oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul. Os menores aportes pluviais ocorrem na região sul do Rio Grande do Sul, com variações de 1100 a 1300 mm.

Do ponto de vista sazonal (FIGURA 48), o verão e a primavera contam com os mais expressivos valores de pluviosidade, sendo que no verão as variações situamse entre 250 e 1100 mm e na primavera as oscilações são de 300 a 650 mm nas médias durante o período de 1976 a 2019. No outono e no inverno as precipitações são um pouco menos expressivas, com valores médios variando de 260 a 700 mm e 150 a 470 mm, respectivamente. Dessa forma, nota-se uma certa regularidade na distribuição anual e sazonal das precipitações, com menores valores somente no inverno.

Em relação à variabilidade espacial da pluviosidade, constatam-se concentrações das chuvas no norte e leste da área de estudo no verão, no oeste na primavera e no outono e no sul (sudoeste) no inverno (FIGURA 48).

Em termos mensais, evidenciam-se precipitações mais expressivas na porção norte e leste entre os meses de dezembro e março (verão), no oeste em abril, maio e junho; no sul de julho a setembro e, novamente, de oeste em outubro e novembro (FIGURA 49). Estes padrões encontram-se associados à dinâmica atmosférica da região, como destacado no item 1.3 desta tese, intitulado "*A dinâmica atmosférica na América do Sul e a pluviosidade no clima Subtropical*".



FIGURA 48 - VARIABILIDADE PLUVIAL ANUAL E SAZONAL NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 - 2019)

Elaboração: Goudard (2021).



FIGURA 49 - VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 - 2019)

132

Elaboração: Goudard (2021).

Nota-se que o setor norte da região apresenta sinais de tropicalidade, conforme apontado em Nimer (1979, 1989), marcado por máximos de precipitação nos meses de verão, estando associado ao sistema de monção sul-americano e aos aportes de umidade provenientes do Atlântico. Nas estações de transição (primavera e outono), a concentração espacial da pluviosidade na porção oeste relaciona-se aos SCMs, os quais respondem por uma parcela considerável da pluviosidade (GRIMM, 2009a; 2021a). Por fim, nos meses de inverno, a variabilidade pluvial é notadamente de origem frontal, com maiores expressividades espaciais na porção sul (GRIMM, 2009a; 2021a).

Em relação à análise gráfica dos dados de pluviosidade (FIGURA 50), considerando todas as estações totalmente contidas no clima Subtropical (551 estações pluviais) e aquelas localizadas no estado de São Paulo (15), Paraná (285), Santa Catarina (114) e Rio Grande do Sul (137), pode-se notar variações quanto à distribuição das precipitações ao longo do ano. Este fato denota que **ainda que a literatura aponte para a homogeneidade das precipitações no clima Subtropical, variações são identificadas do ponto de vista das concentrações mensais da pluviosidade ao longo deste recorte espacial.**

Neste sentido, levando-se em consideração o clima Subtropical como um todo (FIGURA 50) notam-se que as precipitações são mais expressivas de setembro a fevereiro e os meses com menores pluviosidades são abril, junho, julho e agosto. Ainda no que se refere a esta figura, pode-se evidenciar também as diferenças entre as máximas e as médias pluviais, principalmente, nos meses de primavera e verão. Em geral, quando se analisam todas as estações em conjunto, verifica-se a presença de um regime unimodal de pluviosidade, com máximos no verão (DJF ou JFM) e mínimos no inverno (JJA).

Contudo, quando se examinam as variações considerando a divisão estadual e, sobretudo, as regiões pluviais homogêneas discutidas no próximo capítulo desta tese, podem-se observar variações bastante significativas nos regimes pluviais.

Nas porções dos estados de São Paulo e Paraná, contidas no recorte espacial desta pesquisa (FIGURA 51), constatam-se regimes unimodais, com chuvas mais expressivas entre setembro e março e menores pluviosidades no inverno. Este fato corrobora com os aportes da literatura, ao retratarem esta área como de transição entre os climas Subtropicais e Tropicais do Brasil central (NIMER, 1979, 1989).

À medida em que ocorrem avanços para o sul do país, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (sobretudo), percebem-se transições para regimes bimodais e trimodais, bem como, precipitações mais bem distribuídas entre os meses e as estações do ano (FIGURA 52). No Rio Grande do Sul observam-se chuvas praticamente homogêneas entre todos os meses do ano e maior expressividade pluvial no inverno. Esta condição associa-se às incursões de sistemas frontais nessa porção da área de estudo, presentes ao longo do ano todo, mas com predominância nos meses de inverno.







Elaboração: Goudard (2021).





Elaboração: Goudard (2021).

FIGURA 52 – ANÁLISE GRÁFICA DA VARIABILIDADE PLUVIAL MENSAL E SAZONAL NAS ESTAÇÕES LOCALIZADAS NOS ESTADOS DE SANTA CATARINA (COLUNA DA ESQUERDA) E RIO GRANDE DO SUL (COLUNA DA DIREITA) (1976 – 2019)



Elaboração: Goudard (2021).

Do ponto de vista da variabilidade interanual das precipitações, expressa pela caracterização de anos-padrão (FIGURA 53), observa-se que os anos de 1978, 1985, 1988, 1991 e 2006 foram categorizados como extremamente secos, ao passo que os anos de 1983, 1990, 1997, 1998 e 2015 foram identificados como extremamente chuvosos.



FIGURA 53 – ANOS-PADRÃO NO CLIMA SUBTROPICAL (1976 – 2019)

Legenda: laranja (<P10) – extremamente seco (< 1432,6mm), amarelo (P10 – P35) – seco (1432,6 - 1674,8 mm), cinza (P35 – P65) – habitual (1674,8 - 1831,3 mm), azul claro (P65 – P90) – chuvoso (1831,3 - 2046,9 mm), azul escuro (>P90) – extremamente chuvoso (> 2046,9 mm). Média móvel em vermelho e média da série histórica das 703 estações em preto pontilhado (1751,6 mm). Elaboração: Goudard (2021).

Constatam-se variações destas classes ao se averiguar as estações localizadas em cada Unidade Federativa (SP, PR, SC e RS) englobadas no recorte espacial desta pesquisa, conforme detalhado na FIGURA 54. Contudo, ao se analisar o conjunto dos dados e sua síntese, nota-se que os anos classificados nos extremos (seco e chuvoso), em geral, coincidem.

Neste sentido, pode-se observar quatro picos de anos extremamente chuvosos, quais sejam: 1983, 1990, 1997/1998 e 2015. Ainda em relação à FIGURA 54, constatam-se anos extremamente secos em 1978, 1985, 1988, 1991 e 2006 na área de estudo. Em geral, o final dos anos 70 e início dos anos 2000 são marcados

pelo predomínio de anos secos e extremamente secos, ao passo que a década de 1990 e de 2010 em diante, os anos chuvosos e extremamente chuvosos se destacam.

ANO	Total	SP	PR	SC	RS	Síntese
1976	1674,5	1750,7	1755,7	1640,7	1525,4	Seco
1977	1592,5	1396,4	1522,2	1688,0	1680,6	Seco
1978	1285,6	1295,2	1297,2	1292,6	1254,5	Extremamente seco
1979	1719,3	1444,6	1843,0	1605,9	1586,3	Habitual
1980	1736,1	1587,6	1794,3	1803,7	1574,9	Habitual
1981	1457,3	1425,8	1560,7	1412,6	1282,7	Seco
1982	1902,0	1764,8	2021,9	1748,9	1795,1	Chuvoso
1983	2485,0	2365,1	2623,9	2746,9	1991,4	Extremamente chuvoso
1984	1826,4	1400,3	1763,3	1835,4	1996,8	Variável
1985	1311,2	984,7	1216,7	1298,1	1554,6	Extremamente seco
1986	1758,9	1714,0	1793,8	1567,4	1850,5	Variável
1987	1831,5	1466,5	1829,8	1779,6	1918,4	Chuvoso
1988	1359,2	1571,5	1384,4	1345,2	1295,3	Extremamente seco
1989	1734,7	1775,5	1914,8	1694,8	1388,8	Variável
1990	2048,9	1646,9	2149,9	2076,3	1860,2	Extremamente chuvoso
1991	1422,1	1372,8	1506,0	1383,1	1285,4	Extremamente seco
1992	1864,9	1467,0	1993,1	1755,8	1732,6	Variável
1993	1824,7	1650,4	1905,6	1776,0	1715,8	Habitual
1994	1770,5	1584,2	1793,9	1765,8	1746,0	Habitual
1995	1641,5	1957,6	1766,4	1597,6	1383,7	Seco
1996	1854,4	1846,7	2024,8	1828,9	1521,9	Chuvoso
1997	2056,2	1909,9	2127,3	2006,8	1965,3	Extremamente chuvoso
1998	2251,3	1969,6	2396,4	2222,9	2004,0	Extremamente chuvoso
1999	1480,5	1578,4	1522,6	1507,1	1359,8	Seco
2000	1769,4	1539,4	1826,3	1729,1	1709,6	Habitual
2001	1870,1	1571,2	1875,2	1947,0	1828,3	Chuvoso
2002	1918,7	1444,1	1828,7	1753,9	2295,0	Variável
2003	1643,6	1606,7	1695,1	1414,4	1731,0	Seco
2004	1521,7	1670,0	1669,6	1507,3	1209,5	Seco
2005	1693,1	1594,3	1736,3	1764,0	1555,2	Habitual
2006	1341,7	1344,4	1398,2	1246,8	1302,8	Extremamente seco
2007	1681,4	1372,5	1665,5	1723,3	1713,2	Habitual
2008	1625,7	1660,9	1632,0	1842,1	1428,8	Variável
2009	1958,5	2020,4	2055,4	1862,1	1830,3	Chuvoso
2010	1800,4	1883,6	1825,2	1997,3	1576,0	Habitual
2011	1850,1	1537,5	1881,2	2169,9	1553,6	Variavel
2012	1533,9	1609,6	1620,1	1500,1	13/4,5	Seco
2013	1863,2	1482,0	2042,1	1/72,8	1608,0	Chunger
2014	2042,3	1511,1	2071,0	1996,3	2079,0	
2015	1761.6	1037,1	2290,5	2249,5 1707 F	2136,5	Extremamente chuvoso
2010	1/01,0	1711,9	1050,5	1707,5	1015,2	Chuvece
2017	1905,0	1102 5	1955,7	1703,9	1975,0	Cituvoso
2010	1500,1	1192,5	1530,5	1574,2	1715,2	Seco
2019	1364,0	1301,1	1529,4	1555,2	1/40,5	5800
Extremamente seco	< 1432.6	< 1372.6	< 1510.8	< 1391 9	< 1297 5	0 < 0.10
Seco	1432 6 - 1674 8	1372 6 - 1512 4	1510.8 - 1737.2	1391 9 - 1643 1	1297 5 - 1556 2	O = 0.10 a 0.35
Normal/Habitual	1674.8 - 1831 3	1512.4 - 1660.4	1737.2 - 1874 2	1643.1 - 1775 9	1556.2 - 1745.4	Q = 0.35 = 0.65
Chuvoso	1831.3 - 2046 9	1660.4 - 1902.0	1874.2 - 2110.4	1775.9 - 2055 4	1745.4 - 1995 2	Q = 0.65 a 0.90
Extremamente chuvoso	> 2046,9 mm	> 1902,0 mm	> 2110,4 mm	> 2055,4 mm	> 1995,2 mm	Q > 0,90

FIGURA 54 – ANOS-PADRÃO CONSIDERANDO O TOTAL DE ESTAÇÕES E AQUELAS LOCALIZADAS EM SP, PR, SC E RS (1976 – 2019)

Elaboração: Goudard (2021).

Estes processos estão de acordo com Valente (2022), ao avaliar a influência do ENOS, SAM e PSA na precipitação do sudeste da América do Sul de 1951 a 2020. Valente (2022) identificou no sudeste da América do Sul (porção brasileira), uma quebra estrutural na precipitação no período de outubro de 1981 a outubro de 1982,

associada ao evento forte de El Niño de 1982-1983. Segundo as análises desenvolvidas pelo autor, após esta ruptura, as anomalias positivas de precipitação se tornaram mais frequentes e intensas, especialmente a partir da década de 1990, o que coincide com a maior quantidade de anos extremamente chuvosos identificados na análise de anos-padrão das figuras 53 e 54. Ainda de acordo com Valente (2022), para além do El Niño de 1982-1983, que foi constatado como o episódio que mais influenciou e intensificou as precipitações anômalas nesta porção espacial, o SAM e o PSA também contribuíram para as quebras identificadas.

As tendências de SAM positivo e PSA negativo, sobretudo a partir da década de 1980, contribuíram para as quebras estruturais observadas neste estudo. Ressaltase que esta inversão na variação das duas séries temporais sugere que a influência do ENOS promove alterações nos efeitos do PSA no SEAS brasileiro em casos de EN e LN fortes, de modo que funcionam como um mecanismo de quebra entre a relação SAM x PSA nesta área. Além disso, ainda conforme o estudo desenvolvido por Valente (2022), o padrão clássico descrito na literatura de diminuição das precipitações em LN no sul do Brasil apresentou alterações a partir de 1989, registrando chuvas mais intensas. Este fato também reforça os resultados encontrados na variabilidade anual das precipitações na área de estudo da presente tese.

Ainda neste sentido, análises de Fernandes e Rodrigues (2018) permitiram verificar que as mudanças no ENOS entre 1979-1999 e 2000-2015 foram decorrentes de diferentes fases da Oscilação Interdecadal do Pacífico, culminando em impactos nos padrões de teleconexão do Pacífico para a América do Sul. Para as autoras, na primavera os eventos extremos são menos prováveis de ocorrer durante eventos de El Niño e mais frequentes durante La Niña e anos neutros, de modo que estes processos podem ser fatores explicativos das variações encontradas nesta tese.

A análise da FIGURA 53 e da FIGURA 54 ainda permite evidenciar que os anos classificados como extremamente chuvosos (sobretudo, 1982/1983, 1997/1998 e 2015) encontram-se associados a El Niños de intensidade forte (GGWS, 2021), o que reitera os aportes da literatura em relação à contribuição deste modo de variabilidade para a precipitação da área de estudo.

Maiores detalhamentos das variabilidades anuais, mensais e sazonais das precipitações se encontram no capítulo 4 da tese, dedicado à análise da variabilidade com base na regionalização da pluviosidade em 9 regiões homogêneas.

3.2 VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Em relação à variabilidade da TSM na temporalidade analisada nesta tese, a climatologia mensal e sazonal (FIGURA 55) permite inferir que não ocorrem modificações significativas nas áreas de maior aquecimento e resfriamento, considerando as médias anuais, DJF, MAM, JJA e SON. De maneira geral, podem-se notar aumentos de águas mais frias nas porções do Pacífico e Atlântico ao redor do sul da América do Sul à medida em que ocorrem as transições de estações de verão austral e primavera para outono e, sobretudo, inverno.

FIGURA 55 - CLIMATOLOGIA ANUAL E SAZONAL DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR - TSM (1976 - 2019)



MÉDIA ANUAL DE TSM (°C) DE 1976 A 2019

Elaboração Goudard (2021).

Contudo, do ponto de vista interanual e interdecenal as variações em termos de TSM apresentam importantes oscilações e contribuições para a modulação climática do planeta. Neste contexto, em relação à variabilidade anual das anomalias de TSM, constata-se a partir do conjunto de imagens do QUADRO 10 que o oceano global apresentou aquecimentos ao longo do período de 1976 a 2019, sendo este mais expressivo, sobretudo a partir dos anos 2000, com o predomínio de anomalias positivas majoritariamente.

O mapeamento realizado permite identificar as oscilações com escalas interanuais, dentre as quais destaca-se o ENOS, em decorrência de configurar-se como o principal modo de variabilidade interanual do Brasil, assim como apontado no referencial teórico desenvolvido nesta tese. Ainda neste sentido, para Deser *et al.* (2010) a região do Pacífico Equatorial configura-se como sendo uma das áreas de maior variabilidade não sazonal, apresentando desvios padrões expressivos. Além disso, o ENOS se expressa como o primeiro modo de variabilidade de EOF das anomalias de TSM mensais em todo o mundo, sendo responsável por 19% da variabilidade não sazonal de TSM sobre os oceanos globais (DESER *et al.*, 2010).

Desse modo, tendo como base o conjunto de imagens do QUADRO 10, podese notar anomalias positivas na região do Pacífico Equatorial nos anos de 1982 – 1983 (caracterizado como um El Niño Canônico - EP de intensidade muito forte), 1986 – 1987 (MIX de intensidade moderada), 1991 – 1992 (MIX de intensidade forte), 1994 – 1995 (El Niño Modoki – CP de intensidade moderada), 1997 – 1998 (EP de intensidade muito forte), 2002 – 2003 (MIX de intensidade moderada), 2004 – 2005 (CP de intensidade fraca), 2006 – 2007 (MIX de intensidade fraca), 2009 - 2010 (MIX de intensidade moderada) e 2015 – 2016 (EP de intensidade muito forte). Em contrapartida, as anomalias negativas (La Niña) figuram entre os anos de 1988 – 1989 (La Niña MIX de intensidade forte), 1995 – 1996 (MIX de intensidade fraca), 1998 – 2001 (CP de intensidade forte), 2007 – 2008 (MIX de intensidade forte), 2010 – 2011 (MIX de intensidade forte), 2011 – 2012 (CP e moderada) e 2017-2018 (EP e fraca).

Constata-se que outras variabilidades interanuais e de escalas subsazonais dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico apresentam as suas variações no período de 1976 a 2019 destacadas no <u>APÊNDICE G – ÍNDICES DE OSCILAÇÕES</u> <u>CLIMÁTICAS</u>. Estes índices foram utilizados em correlações lineares com as precipitações das regiões homogêneas definidas nesta tese.








Em relação às variabilidades temporais interdecenais e multidecenais, seus índices de variabilidade também se encontram no <u>APÊNDICE G</u>, conjuntamente aos demais índices climáticos analisados na tese.

Do ponto de vista da PDO, observa-se uma fase quente de 1976 a 1998, seguida de fase predominantemente fria de 1998 a 2013 e novamente fase quente até o final do recorte temporal desta pesquisa (APÊNDICE G14).

A IPO apresentou padrão semelhante, com uma maior quantidade de picos de anomalias positivas de 1976 até o início dos anos 2000 e o predomínio de maiores frequências de picos de fases frias a partir dos anos 2000. Nota-se que em relação à PDO esta oscilação apresenta maiores variações entre anos de fase quente e fria, visto a sua temporalidade maior ou igual a 8 anos (GRIMM e SABOIA, 2015) - (APÊNDICE G5).

No que se refere à AMO (APÊNDICE G2), esta foi caracterizada por fase fria de 1976 (iniciada em 1963) a 1995 e fase quente a partir de 1996. Estas temporalidades são condizentes com a escala multidecenal desta oscilação, variando de 50 a 70 anos, com anomalias positivas de, aproximadamente, 40 anos, seguidas por anomalias negativas de 20 anos no Atlântico Norte.

Cabe ressaltar, com base no estado da arte dos padrões de teleconexões discutido no capítulo 1, que estas oscilações apresentam efeitos combinados com outras oscilações em fases semelhantes (combinação de oscilações interanuais ou interdecenais) ou distintas (combinação entre oscilações interanuais e interdecenais) que se reflete em efeitos variados na pluviosidade do recorte espacial adotado neste estudo.

CAPÍTULO 4 - REGIONALIZAÇÃO DAS PRECIPITAÇÕES: A HETEROGENEIDADE PLUVIAL NO CLIMA SUBTROPICAL

Este capítulo encontra-se voltado à análise da variabilidade pluvial das regiões homogêneas definidas nesta tese, cujos procedimentos foram descritos no item 2.2.3. O presente capítulo divide-se em dois itens: o primeiro voltado à apresentação da compartimentação pluvial realizada no recorte espacial do clima Subtropical brasileiro e o segundo, à análise da variabilidade anual (anos-padrão), mensal e sazonal de cada uma das regiões homogêneas definidas.

4.1 ANÁLISE DE CLUSTER DAS REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS

No intuito de detalhar a variabilidade pluvial do clima Subtropical brasileiro, bem como de estabelecer correlações com a TSM global visando identificar os principais modos de variabilidade que interferem na dinâmica da pluviosidade, foram estabelecidas 9 regiões homogêneas - RHs (FIGURA 56), das quais 6 estão presentes, com sobreposições, no estado do Paraná, 5 em Santa Catarina e 5 no Rio Grande do Sul. A análise da FIGURA 56 de maneira concomitante às discussões e espacializações da variabilidade da pluviosidade presentes no capítulo 3, permite constatar que a compartimentação realizada na presente pesquisa reflete de maneira satisfatória as variações das precipitações evidenciadas nas figuras 48 a 49.

Por meio das análises exploradas neste capítulo, nota-se que as regiões RH3, RH4 e RH6 são as que apresentam os maiores aportes pluviais no recorte espacial desta tese. As regiões localizadas ao norte e leste da área de estudo (RH1, RH2, RH3 e RH4) apresentam características de clima Tropical, com precipitações mais acentuadas no verão e decréscimos significativos no inverno, ao passo que as regiões localizadas no sul da área de estudo (Rio Grande do Sul - RH7, RH8 e RH9) são marcadas por uma maior regularidade de pluviosidade entre as estações do ano, com máximos nos meses de inverno. Além disso, o agrupamento dos clusters permitiu verificar os regimes unimodais, bimodais e trimodais descritos por Grimm (2009a).

Neste sentido, a compartimentação expressa na FIGURA 56 e utilizada nas demais análises desta tese, permite constatar as principais variações da pluviosidade, as quais encontram-se descritas por meio das RHs no item a seguir.



FIGURA 56 – REGIÕES PLUVIAIS HOMOGÊNEAS NO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

Elaboração: Goudard (2021).

4.2 VARIABILIDADE PLUVIAL NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

Neste item as regiões de 1 a 9 são detalhadas no que se refere à variabilidade anual, mensal e sazonal, visando demonstrar a heterogeneidade da pluviosidade no recorte espacial do clima Subtropical brasileiro. As regiões são descritas quanto às suas localizações e consistências dos dados, bem como analisadas quanto aos anospadrão e as variações mensais e sazonais das chuvas.

A região pluvial homogênea 1 – RH1 (FIGURA 57) encontra-se inserida nos estados do Paraná (porção norte) e São Paulo, totalizando 137 estações pluviométricas, com total de falhas médias de 5,1% na série histórica e 20 estações que apresentaram quebras de homogeneidade nos testes Pettitt, SNHT e Buishand simultaneamente. Destaca-se que o teste de Von Neumann foi desconsiderado nesta quantificação, visto que apresentou muita sensibilidade às rupturas e, praticamente em todas as estações (602) foram detectadas quebras de homogeneidade.

Do ponto de vista da variabilidade anual, a região 1 apresenta variações de 1001,7 mm (1985) a 1992,9 mm (2015) na temporalidade de 1976 a 2019 (FIGURA 57). Os anos de 1982, 1983, 1997, 2009 e 2015 se destacam como extremamente chuvosos, ao passo que os anos de 1978, 1984, 1985, 2006 e 2019 são caracterizados como extremamente secos no contexto da série histórica em análise.

Os dados mensais médios (máximos, médios e mínimos) sugerem que as precipitações são bem distribuídas ao longo do ano, contudo estas concentram-se, sobretudo, entre os meses de setembro a março (FIGURA 57). Os meses de janeiro, fevereiro e dezembro se destacam como aqueles de maior pluviosidade, com médias de 207,1 mm, 162,7 mm e 170,1 mm, respectivamente, ao passo que os meses de abril (89,3 mm em média), junho (84,3 mm), julho (68,4 mm) e agosto (55,4 mm) se apresentam como aqueles com menores aportes pluviais.

A análise sazonal reitera a dinâmica mencionada, com chuvas mais expressivas na primavera (377,8 mm em média) e no verão (540,1 mm) em relação do outono e inverno, com médias de 324,3 mm e 208,1 mm, respectivamente. Salienta-se que por se tratar de uma área de transição para o clima Tropical (com verão chuvoso e inverno seco), notam-se maiores concentrações das precipitações na primavera e verão e declínios consideráveis nas estações de outono e, sobretudo, inverno (FIGURA 57).



FIGURA 57 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 1

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1208,7 mm), amarelo: seco (1208,7 mm a 1363,8 mm), cinza: habitual (1363,8 mm a 1516,6 mm), azul claro: chuvoso (1516,6 mm a 1708,9 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 1708,9 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

No que se refere à região pluvial homogênea 2 - RH2 (FIGURA 58), esta encontra-se inserida totalmente no estado do Paraná (região noroeste), sendo marcada, assim como a RH1, como uma área de transição entre o clima Subtropical e Tropical. Esta região conta com 125 estações pluviais, com médias de 4,9% de falhas e com 21 estações com detecção de quebras de homogeneidade nas séries.

As precipitações anuais apresentam variações de 1176,2 mm (1985) a 2424,4 mm (1983) no recorte temporal de 1976 a 2019 (FIGURA 58). Em relação à classificação de anos-padrão, constata-se que 1983, 1997, 1998, 2009 e 2015 foram identificados como extremamente chuvosos, com variações de 1987,9 a 2424,4 mm. Em contrapartida, os anos de 1978, 1985, 1988, 1991 e 1999 foram caracterizados como extremamente secos, com oscilações anuais de 1176,2 a 1381,5 mm. Na temporalidade de 1976 a 2019, 5 anos foram caracterizados como extremamente secos, 11 como secos, 12 como habituais, 11 como chuvosos e 5 como extremamente chuvosos, sendo que os anos consecutivos de 1993 a 1996 e 2001 a 2004 evidenciaram-se como habituais e os anos entre 2005 e 2008 categorizaram-se como secos (FIGURA 58).

Do ponto de vista da variabilidade mensal (máximos, médias e mínimos de pluviosidade) constam-se aportes pluviais mais homogêneos em comparação a RH1, com precipitações mais expressivas nos meses de setembro a março, bem como com destaque para o mês de maio (148,6 mm em média) que também se sobressai entre os meses mais chuvosos (FIGURA 58). Entre os meses mais chuvosos destacam-se janeiro (190,1 mm), outubro (174,8 mm) e dezembro (179,4 mm), ao passo que os meses de abril (117,4 mm), junho (117,6 mm), julho (91,1 mm) e agosto (76,4 mm) são aqueles com menores aportes pluviais. No que concerne às variabilidades sazonais (FIGURA 58), a pluviosidade é mais significativa nos meses de primavera (463,4 mm) e verão (533,4 mm), em comparação ao outono (397,1 mm) e inverno (285,1 mm em média).

Ainda que de acordo com a literatura os regimes trimodais sejam mais característicos no noroeste do Rio Grande do Sul, oeste de Santa Catarina e sudoeste do Paraná (GRIMM, 2009a; 2021a; ROSSATO, 2011; JORGE, 2015), nesta área notam-se configurações de um regime trimodal, com máximos de precipitações na primavera (setembro e outubro), verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e outono (maio).



FIGURA 58 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 2

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1389,1 mm), amarelo: seco (1389,1 mm a 1579,6 mm), cinza: habitual (1579,6 mm a 1712,8 mm), azul claro: chuvoso (1712,8 mm a 1968,4 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 1968,4 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

A região pluvial homogênea 3 – RH3 (FIGURA 59) permeia o litoral dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e uma pequena parcela do Rio Grande do Sul. Esta região apresenta 59 estações pluviais no contexto desta tese, com médias de 5,8% de falhas nas séries históricas de 1976 a 2019 e com 17 estações identificadas com quebras de homogeneidade considerando os testes Pettitt, SNHT e Buishand simultaneamente.

No que concerne à variabilidade anual e a caracterização dos anos-padrão no período de 1976 a 2019 (FIGURA 59) notam-se chuvas mais acentuadas nesta região em comparação à RH1 e RH2, com variações anuais de 1305,6 mm (2006) a 2652,3 mm (1983). Os anos de 1983 (2652,3 mm), 1998 (2103,4 mm), 2010 (2037,4 mm), 2011 (2138,6 mm) e 2015 (2209,3 mm) foram categorizados como extremamente chuvosos, e os anos de 1978 (1353 mm), 1985 (1329,4 mm), 1988 (1398,9 mm), 2003 (1388,7 mm) e 2006 (1305,6 mm), foram marcados como extremamente secos.

A variabilidade mensal dos máximos, médias e mínimos permite constatar que as precipitações mais significativas ocorrem entre setembro e março, com destaque para os meses de janeiro (média de 231,5 mm), fevereiro (205,6 mm) e março (173,9 mm), apresentando as maiores pluviosidades. Em contrapartida, os meses de abril (106,7 mm), junho (95,7 mm), julho (108,5 mm) e agosto (97,4 mm) evidenciam-se em relação aos menores aportes pluviais desta região (FIGURA 59).

Do ponto de vista da dinâmica da variabilidade sazonal (FIGURA 59), notamse pluviosidades mais expressivas na primavera (429,9 mm) e verão (608,5 mm), em comparação ao outono (397,4 mm) e inverno (301,6 mm), sendo que os contrastes entre o verão e o inverno são mais acentuados na RH3 em comparação à RH1 e à RH2. A análise da variabilidade mensal e sazonal sugere a existência de um regime claramente unimodal na RH3, visto que a estação chuvosa ocorre, sobretudo, no trimestre de janeiro-fevereiro-março.

Além disso, esta região se distingue das demais, juntamente com a RH4, em função da proximidade com o oceano e das interações entre a umidade e o relevo. Nery *et al.* (1997; 2002) e Silva (2006) reiteram que do ponto de vista espacial, as precipitações, sobretudo, na porção leste do Paraná (assim como para a porção litorânea do clima Subtropical), são reguladas, entre outros fatores, pela orografia e pela brisa marítima, de modo que se notam maiores volumes de chuva em altitudes mais significativas, associadas à ascensão da umidade nas barreiras topográficas. Ressalta-se também as maiores instabilidades verificadas no verão.



FIGURA 59 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 3

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1424,3 mm), amarelo: seco (1424,3 mm a 1655,5 mm), cinza: habitual (1655,5 mm a 1781,3 mm), azul claro: chuvoso (1781,3 mm a 2035,7 mm), azul escuro: extremamente chuvosos (> 2035,7 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

Quanto à região pluvial homogênea 4 – RH4 (FIGURA 60), esta localiza-se na porção litorânea dos estados de São Paulo, Paraná (majoritariamente) e Santa Catarina. Do total de 703 estações pluviais utilizadas neste estudo, 11 encontram-se inseridas nesta região, apresentando 6,5% de falhas na série histórica em média e 1 estação com problemas de homogeneidade no período supracitado. Em termos de pluviosidade, trata-se da RH que mais se distingue das demais, por ter aportes pluviais bastante significativos durante o ano todo, mas com prevalência nos meses de verão (DJF), caracterizando um regime nitidamente unimodal.

Em relação à variabilidade anual e à caracterização de anos-padrão (FIGURA 60), verificam-se valores de 1747,8 mm (1985) a 3164,4 mm (1983) na temporalidade de 1976 a 2019. Os anos de 1983 (3164,4 mm), 1998 (2979,8 mm), 2008 (3054,2 mm), 2010 (3081,4 mm) e 2015 (2868,3 mm) foram identificados como extremamente chuvosos, ao passo que 1978 (1832,4 mm), 1985 (1747,8 mm), 1991 (2116,8 mm), 2000 (1930 mm) e 2006 (2116 mm) foram categorizados como extremamente secos.

A variabilidade mensal é marcada por precipitações concentradas, sobretudo, de dezembro a março, com destaque para o trimestre de janeiro-fevereiro-março, com médias de pluviosidade de 372,2 mm, 327,2 mm, 293,1 mm, respectivamente. Os meses com menores médias mensais de precipitações são os de inverno (JJA), com valores de 115,7 mm em junho, 122,6 mm em julho e 93,3 mm em agosto (FIGURA 60). Em relação à variabilidade sazonal (FIGURA 60) notam-se variações bastante expressivas no verão (955,3 mm em média) em comparação às demais estações do ano, reforçando o caráter de regime unimodal mencionado. Além disso, o outono, com médias de 605,5 mm, destaca-se em relação à primavera, com valores de 562,3 mm. O inverno é a estação com menores aportes pluviais na RH4, com médias variando por volta de 331,6 mm.

Para Nimer (1989), o litoral do clima Subtropical, notadamente a porção situada no estado do Paraná, com precipitações concentradas em JFM, apresenta um ritmo característico do clima Tropical, sendo a pluviosidade mais expressiva devido a maior incursão da frente polar e das convecções. As variações expressivas em relação à RH3 ocorrem devido ao efeito orográfico da Serra do Mar do Paraná, como apontam Vanhoni e Mendonça (2008), Jorge e Mendonça (2017) e Terassi e Galvani (2017). O transporte de umidade do Atlântico Sul adjacente pela ASAS, localizada mais a sul e leste entre o verão e início do outono (março), somado ao efeito orográfico mencionado, responde pelos altos acumulados de precipitação em JFM.



FIGURA 60 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 4

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 2130,4 mm), amarelo: seco (2130,4 mm a 2280,6 mm), cinza: habitual (2280,6 mm a 2609,3 mm), azul claro: chuvoso (2609,3 mm a 2861,7 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 2861,7 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

A região pluvial homogênea 5 – RH5 (FIGURA 61) abarca os estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, com um total de 92 estações pluviométricas dentre as 703 utilizadas nesta tese. As referidas estações apresentam em média 5,1% de falhas e em 21 destas foram identificadas rupturas nas séries nos testes de homogeneidade.

No que tange à variabilidade anual (FIGURA 61) pode-se verificar variações de 1040,9 mm (1985) a 2350,8 mm (1983). Os anos de 1983 (2350,8 mm), 1990 (1964,3 mm), 1998 (2076,1 mm), 2011 (1882,9 mm) e 2015 (1982,2 mm) foram categorizados como extremamente chuvosos na classificação de anos-padrão. Em contrapartida, os anos de 1978 (1228,7 mm), 1981 (1135,7 mm), 1985 (1040,9 mm), 1988 (1267,9 mm) e 2006 (1112,9 mm) foram identificados como extremamente secos no período de 1976 a 2019.

Em relação à variabilidade mensal (máximos, médias e mínimos) constata-se uma boa distribuição da pluviosidade ao longo de todos os meses do ano, com picos em setembro-outubro e janeiro-fevereiro-março. Os meses com maiores precipitações médias configuram-se como sendo: janeiro (179,3 mm), fevereiro (155,3 mm), outubro (165,6 mm) e dezembro (150,3 mm). Em contrapartida, abril e agosto são os meses menos chuvosos, com médias de 95,9 mm e 95,2 mm, respectivamente. A análise sazonal apresenta o mesmo padrão, com maiores aportes pluviais na primavera (433,9 mm) e no verão (487,6 mm), em relação ao outono (341,7 mm) e ao inverno (324,1 mm) – (FIGURA 61).

Cabe ressaltar que se notam contrastes expressivos entre a RH3 e a RH5, sendo a primeira dotada de índices pluviais mensais mais elevados. Este fato pode estar associado ao efeito de barlavento e sotavento na região, assim como pode ser reflexo das altitudes, visto que as estações localizadas em RH3 encontram-se na planície costeira e na RH5 em contexto de serra e planalto.

Dessa forma, grande parcela da umidade atrelada ao contato oceano/relevo acaba se refletindo em precipitações nas regiões RH3 e RH4, de modo que os aportes pluviais são menos expressivos em RH5 quando comparados às regiões acima mencionadas.



FIGURA 61 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 5

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1272,4 mm), amarelo: seco (1272,4 mm a 1521,1 mm), cinza: habitual (1521,1 mm a 1659,5 mm), azul claro: chuvoso (1659,5 mm a 1873,8 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 1873,8 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

A região pluvial homogênea 6 – RH6 (FIGURA 62) encontra-se localizada na porção sudoeste do estado do Paraná e oeste de Santa Catarina, contando com 140 estações pluviais, com 4,9% de falhas identificadas na série. Dentre estas estações 38 apresentaram rupturas de homogeneidade, considerando os testes Pettitt, SNHT e Buishand simultaneamente. Esta região juntamente com RH3 (porção litorânea englobando Paraná e Santa Catarina) e RH4 (litoral do Paraná) configura-se como sendo uma das mais chuvosas no recorte espacial desta pesquisa.

No que concerne à variabilidade anual e a caracterização dos anos-padrão no período de 1976 a 2019 (FIGURA 62), observam-se variações de 1310,3 mm (1978) a 3003,9 mm (1983) anuais. Os anos de 1977 (1582,4 mm), 1978 (1310,3 mm), 1985 (1358,8 mm), 1988 (1451,3 mm) e 2006 (1506,9 mm) foram classificados como extremamente secos. Em contrapartida, os anos de 1983 (3003,9 mm), 1990 (2434,6 mm), 1998 (2738,7 mm), 2014 (2398,6 mm) e 2015 (2424,5 mm) foram identificados como extremamente chuvosos.

Do ponto de vista da variabilidade mensal (máxima, média e mínima), constata-se que nesta região predomina um regime trimodal, com três picos, sendo um no verão (janeiro), um no outono (maio) e outro na primavera (outubro). Os meses mais chuvosos, segundo as médias, configuram-se como sendo outubro (226,8 mm), janeiro (190,1 mm), dezembro (181,4 mm) e maio (179,4 mm), ao passo que agosto figura como o mês com menores aportes pluviais, com média de 105,9 mm (FIGURA 62). Contudo, nota-se, de maneira geral, uma regularidade pluvial entre todos os meses do ano.

A observação sazonal corrobora com as análises supracitadas, com precipitações bem distribuídas entre as estações do ano, ainda que um pouco mais expressivas na primavera e verão (FIGURA 62). No verão verificam-se valores médios de 547,8 mm, na primavera 558,4 mm, no outono 475,7 mm e no inverno 386,3 mm. Cabe ressaltar que a expressividade das precipitações no verão e na primavera pode estar associada aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), que atuam de maneira significativa no verão e nas estações de transição (MORAES *et al.,* 2020), apresentando incursões pelo oeste na área de estudo.



FIGURA 62 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 6

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1586,7 mm), amarelo: seco (1586,7 mm a 1854,4 mm), cinza: habitual (1854,4 mm a 2048,6 mm), azul claro: chuvoso (2048,6 mm a 2395,6 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 2395,6 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

Do ponto de vista da região pluvial homogênea 7 – RH7 (FIGURA 63), esta encontra-se totalmente inserida no estado do Rio Grande do Sul, particularmente em sua porção sudoeste. Do total de 703 estações pluviais utilizadas neste estudo, 19 estão localizadas nesta área e apresentaram 6,3% de falhas em suas séries históricas no período de 1976 a 2019. Além disso, foram identificadas 4 estações com quebras de homogeneidade, tendo como base os testes estatísticos aplicados neste estudo.

As precipitações anuais (FIGURA 63) apresentam variações de 1029,4 mm (2004) a 2388,7 mm (2002). No que concerne aos anos-padrão, a RH7 apresenta uma configuração particular em relação as demais regiões homogêneas detalhadas nesta tese, como no caso de 2002, considerado extremamente chuvoso. Os anos de 1982 (1918,3 mm), 1986 (2095,8 mm), 1998 (1958 mm), 2002 (2388,7 mm) e 2015 (1918,5 mm) foram identificados como extremamente chuvosos na temporalidade de 1976 a 2019. Em contrapartida, 1981 (1095,5 mm), 1988 (1160,3 mm), 1989 (1194,1 mm), 2004 (1029,4 mm) e 2006 (1157,7 mm) foram classificados como extremamente secos.

A análise da variabilidade mensal permite constatar regularidades nas distribuições pluviais ao longo do ano, com precipitações mais expressivas nos meses de outubro (173,8 mm), abril (167,1 mm), novembro (146,4 mm) e janeiro (140,8 mm). Os meses de junho, julho e agosto são os que apresentam menores aportes pluviais, com médias de 100,1 mm, 104 mm e 80,7 mm, respectivamente (FIGURA 63). Estes fatos sugerem a existência de um regime trimodal, característico de grande parte do estado do Rio Grande do Sul, com três picos de precipitação ao longo do ano e regularidade de distribuição em todos os meses.

As variações sazonais corroboram com a regularidade de distribuição pluvial entre todos os meses do ano (FIGURA 63), verificando-se poucas variações entre verão (408,1 mm), primavera (443,8 mm) e outono (428,6 mm). No inverno (284,8 mm) as precipitações apresentam médias um pouco inferiores em comparação as demais estações. Cabe ressaltar que as regularidades mencionadas se referem, sobretudo, a passagem de sistemas frontais ao longo do ano todo e a contribuição dos SCMs, principalmente nas estações de verão e de transição (outono e primavera), conforme Moraes *et al.* (2020).



FIGURA 63 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 7

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1202,2 mm), amarelo: seco (1202,2 mm a 1428,5 mm), cinza: habitual (1428,5 mm a 1692,8 mm), azul claro: chuvoso (1692,8 mm a 1911,9 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 1911,9 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

A região pluvial homogênea 8 – RH8 (FIGURA 64), localizada no oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul, contabiliza 66 das 703 estações pluviais utilizadas nesta tese. Dentre estas estações, 12 apresentaram rupturas de homogeneidade em suas séries e em média foram verificados 4,8% de falhas no conjunto de estações na temporalidade de 1976 a 2019.

As precipitações anuais apresentaram variações de 1286,3 mm (2004) a 2467,3 mm (2015). De acordo com a classificação de anos-padrão (FIGURA 64), 1978 (1298,2 mm), 1981 (1366,9 mm), 1991 (1332,4 mm), 1995 (1384,8 mm) e 2004 (1286,3 mm) foram identificados como extremamente secos, ao passo que 1983 (2456,2 mm), 1998 (2282,9 mm), 2002 (2341 mm), 2014 (2372 mm) e 2015 (2467,3 mm) foram categorizados como extremamente chuvosos.

Do ponto de vista da variabilidade mensal (FIGURA 64), notam-se regularidades na distribuição pluvial em todos os meses do ano, característica típica dos climas Subtropicais. Os meses mais chuvosos configuram-se como sendo outubro (213 mm), setembro (163,5 mm), janeiro (162,1 mm), abril (153,5 mm), maio (152,8 mm) e julho (152,7 mm). Estas configurações denotam variabilidades pluviais mensais diferenciadas em relação as demais RHs, o que corrobora com os aportes da literatura ao pontuarem que quanto mais ao sul desta região, maiores são as contribuições pluviais do inverno, sobretudo, em decorrência da incursão de sistemas frontais.

Para Grimm (2009a, 2021a), a porção noroeste do Rio Grande de Sul, juntamente com o oeste de Santa Catarina e sudoeste do Paraná expressa um regime trimodal de máximos de precipitação na primavera, verão e outono, bem como poucas variações pluviais entre os meses. Desse modo, nessa RH, não se verificam invernos (JJA) com precipitações bem menos expressivas em relação ao verão e a primavera, como em RHs mais ao norte da área de estudo.

O mapeamento da variabilidade sazonal (FIGURA 64) reforça a observação destas dinâmicas, com médias de 536,1 mm na primavera, 464 mm no verão, 438,8 mm no outono e 414,7 mm no inverno. Estes valores permitem reiterar a não discrepância entre as estações do ano, como as evidenciadas em RH1, RH2, RH3 e RH4, com características de transição para o clima Tropical (porção norte) e atreladas ao litoral (Paraná e Santa Catarina).



FIGURA 64 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 8

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1409,7 mm), amarelo: seco (1409,7 mm a 1754,9 mm), cinza: habitual (1754,9 mm a 1917,4 mm), azul claro: chuvoso (1917,4 mm a 2270,9 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 2270,9 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

A região pluvial homogênea 9 – RH9 (FIGURA 65) situa-se no sudeste do estado do Rio Grande do Sul, contando com 54 estações pluviais, com médias de falhas de 6,3%. Destas estações, 22 apresentaram rupturas de homogeneidade, levando-se em consideração os testes estatísticos Pettitt, SNHT e Buishand simultaneamente.

No que se refere à variabilidade anual e a classificação de anos-padrão (FIGURA 65) pode-se notar que as precipitações anuais apresentam variações de 1049,1 mm (1989) a 2193,5 mm (2002). Os anos de 1978 (1139,7 mm), 1988 (1085,1 mm), 1989 (1049,1 mm), 1999 (1195,1 mm) e 2006 (1171,6 mm) foram categorizados como extremamente secos, ao passo que os anos de 1987 (1792,8 mm), 2001 (1841,3 mm), 2002 (2193,5 mm), 2014 (1868,6 mm) e 2015 (1883,3 mm) foram identificados como extremamente chuvosos.

A variabilidade mensal (FIGURA 65) mostra-se semelhante, em partes, à RH8, com regularidade na distribuição pluvial entre os meses do ano. No contexto desta RH, o mês de julho merece destaque, com os maiores aportes pluviais, perfazendo a média de 144,5 mm. Os meses mais chuvosos configuram-se como sendo julho (144,5 mm), outubro (143,9 mm) e setembro (141,8 mm). Estes fatos refletem os máximos de precipitação em junho-julho-agosto (JJA) e julho-agosto-setembro (JAS), como destacam os estudos de Grimm (2009a; 2021a). Em contrapartida, dezembro é o mês com menores aportes pluviais, com médias de 108,2 mm, seguido de março (111,1 mm) e novembro (116,0 mm).

No que concerne à variabilidade sazonal (FIGURA 65), verificam-se regularidades na distribuição das precipitações ao longo das estações, com médias de 401,8 mm na primavera, 383,9 mm no inverno, 361 mm no verão e 353,4 mm no outono. As características desta RH reforçam a contribuição dos sistemas de origem frontal no que se refere, sobretudo, aos meses de inverno e dos SCMs do ponto de vista da variabilidade dos meses de verão e transição (outono e primavera).

Dessa forma, estes dados corroboram com o estado da arte acerca da variabilidade da pluviosidade no sul do Brasil, com máximos de precipitação no verão ao norte da área e alterações para máximos no inverno nas porções mais ao sul do recorte espacial adotado nesta tese.



FIGURA 65 - SÍNTESE PLUVIAL (ANUAL, MENSAL E SAZONAL) DA REGIÃO HOMOGÊNEA 9

Legenda das classes dos anos-padrão: laranja: extremamente seco (< 1198,5 mm), amarelo: seco (1198,5 mm a 1392,8 mm), cinza: habitual (1392,8 mm a 1587,9 mm), azul claro: chuvoso (1587,9 mm a 1790,6 mm), azul escuro: extremamente chuvoso (> 1790,6 mm), linha vermelha: média móvel. Elaboração: Goudard (2021).

4.2.1 Síntese das variabilidades anuais, mensais e sazonais nas RHs

Em relação às variações anuais (FIGURA 66) nota-se que as precipitações médias são mais expressivas em RH4 (2453,9 mm), RH6 (1967,4 mm), RH8 (1852,5 mm) e RH3 (1735,4 mm), respectivamente, ao passo que os menores valores médios são identificados em RH9 (1497,6 mm) e RH1(1450 mm) - FIGURA 66A. Destaca-se ainda que RH3, RH1 e RH4 expressam-se como as regiões com maiores amplitudes médias anuais, respectivamente. A RH4 apresenta as maiores variações entre o 1º e o 3º quartis, ao passo que RH8 destaca-se em face das menores disparidades (FIGURA 66).



FIGURA 66 - SÍNTESE PLUVIAL ANUAL DAS RHs NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Elaboração: Goudard (2023).

Observa-se, em geral, que a RH4 (FIGURA 66), localizada majoritariamente no litoral do Paraná, se distingue das demais regiões delimitadas nesta tese, apresentando valores de pluviosidade bastante superiores. Estes processos já foram evidenciados na análise das variabilidades anuais, mensais e sazonais e colocam em questão a homogeneidade pluvial do clima Subtropical descrita nos textos clássicos (NIMER, 1989). De modo semelhante, a análise da variabilidade mensal (FIGURA 67) torna ainda mais evidente o caráter de regularidade e não homogeneidade pluvial, por notarem-se variações quanto aos meses de máximos pluviais na área de estudo.

A análise da FIGURA 67 permite constatar que de novembro a março as regiões RH1, RH2, RH3 e RH4 configuram-se como sendo as mais chuvosas, ao passo que a partir de abril são observadas maiores regularidades pluviais mensais no recorte espacial desta tese.

A RH4 destaca-se como a região de maior pluviosidade de novembro a abril, ao passo que a RH6 se destaca em maio, junho e outubro e RH8 e RH9 em julho e agosto. O mês de setembro expressa-se como sendo o de maiores regularidades entre as regiões delimitadas neste estudo (FIGURA 67).



FIGURA 67 – SÍNTESE PLUVIAL MÉDIA MENSAL DAS RHs NO PERÍODO DE 1976 A 2019

(A) Janeiro, (B) Fevereiro, (C) Março, (D) Abril, (E) Maio, (F) Junho, (G) Julho, (H) Agosto, (I) Setembro,
(J) Outubro, (K) Novembro e (L) Dezembro. Elaboração: Goudard (2023).

Cabe ressaltar ainda, uma inversão nos máximos pluviais ao longo dos meses entre as RHs, com chuvas mais expressivas de novembro a março em RH1, RH2, RH3 e RH4, regiões marcadas por um regime unimodal. No inverno (JJA), as regiões localizadas mais ao sul da área de estudo (RH8 e RH9) ganham destaque.

Em relação à variabilidade sazonal (FIGURA 68), esta é marcada por maiores contrastes pluviais entre as RHs nos meses de verão em comparação ao inverno, atrelado à regularidade pluvial. Os meses de transição (outono e primavera) apresentam características semelhantes, porém as diferenças entre o conjunto de regiões do norte e litoral do clima Subtropical (RH1, RH2, RH3 e RH4) e das demais (RH5, RH6, RH7, RH8, RH9) é mais expressiva no outono em comparação à primavera.

VERÃO (A) - mm OUTONO (B) - mm INVERNO (C) - mm PRIMAVERA (D) - mm 🗖 RH1 📕 RH2 📕 RH3 🔲 RH4 🔲 RH5 🔲 RH6 🛄 RH7 🔲 RH8 🔲 RH9

FIGURA 68 – SÍNTESE PLUVIAL DAS MÉDIAS SAZONAIS DAS RHs NO PERÍODO DE 1976 A 2019: (A) VERÃO, (B) OUTONO, (C) INVERNO e (D) PRIMAVERA

Elaboração: Goudard (2023).

Neste sentido, os resultados encontrados por meio do agrupamento das estações em 9 RHs e a síntese pluvial de cada umas das regiões supracitadas,

corrobora com as análises desenvolvidas por Grimm (2009a; 2021a) ao retratar a existência de regimes unimodais, bimodais e trimodais no sul do Brasil. De acordo com Grimm (2009a; 2021a) ao norte da região Sul do Brasil a estação chuvosa iniciase na primavera e termina no início do outono (RH1, RH2, RH3 e RH4), ao passo que na porção sul (RH7, RH8 e RH9, principalmente), o regime é característico de latitudes médias, com distribuições anuais uniformes das chuvas.

O trimestre de máxima precipitação varia consideravelmente na área, configurando regimes unimodais, bimodais e trimodais, típicos de zonas de transição climática, de modo que na maior parte do estado do Paraná e de Santa Catarina, a estação chuvosa ocorre nos trimestres de dezembro-janeiro-fevereiro e janeiro-fevereiro-março. No Rio Grande do Sul, em contrapartida, estes processos são mais significativos nos trimestres de agosto-setembro-outubro e julho-agosto-setembro (sudeste da área). O regime trimodal, com máximos de precipitações na primavera, verão e outono é verificado no noroeste do Rio Grande do Sul, oeste de Santa Catarina e sudoeste do Paraná (GRIMM, 2009a; 2021a; ROSSATO, 2011; JORGE, 2015).

As constatações apresentadas neste capítulo sugerem questionamentos ao caráter <u>homogêneo</u> do clima Subtropical, em face das variações evidenciadas entre as RHs, corroborando com Grimm (2009a; 2021a), Rossato (2011) e Jorge (2015). Neste sentido, questiona-se: o clima Subtropical é de fato homogêneo em relação à pluviosidade? Se o caráter de homogeneidade for sustentado pela máxima de que não se verifica a configuração de uma estação seca na área supracitada e da regularidade pluvial, pode-se de fato considerar o clima Subtropical como homogêneo. Contudo, tal caráter não se sustenta se considerarmos a variabilidade considerável entre os meses mais e menos chuvosos neste recorte espacial, uma vez que esta situação é causada pela atuação de diferentes sistemas atmosféricos.

Partindo-se destas premissas, para além de entender as interações entre o oceano e a atmosfera e os efeitos na pluviosidade do clima Subtropical, esta tese também possibilita reavaliar a noção de homogeneidade pluvial perpetuada na literatura clássica em face desta unidade climática. Assim busca-se ao longo do desenvolvimento desta pesquisa subsidiar o questionamento: O que há de homogêneo e o que há de heterogêneo nesta variabilidade pluvial?

PARTE III – AS TELECONEXÕES E SEUS REFLEXOS NA PLUVIOSIDADE DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

A parte III desta tese, englobando o *Capítulo 5 - Teleconexões oceanoatmosfera: os modos preferenciais de variabilidade no clima Subtropical* e o *Capítulo 6 – El Niño – Oscilação Sul: tipologias e efeitos na variabilidade pluvial do clima Subtropical brasileiro,* dedica-se à análise das relações entre a TSM e a pluviosidade nas regiões homogêneas, bem como os efeitos de diferentes tipologias dos ENOS na pluviosidade da área de estudo.

O capítulo 5 concentra-se na análise da correlação linear entre a TSM (global, porções oceânicas e índices climáticos) e a pluviosidade da regionalização realizada nesta tese, tendo como base dois itens: o primeiro (5.1) dedicado à correlação linear entre as precipitações e a TSM global, bem como à correlação com porções oceânicas específicas definidas por meio dos mapeamentos globais; e o segundo item (5.2) voltado à correlação das precipitações por regiões homogêneas e os índices climáticos disponibilizados na base de dados do NOAA e em Souza e Reboita (2021).

Partindo destas perspectivas e tendo como base os resultados das correlações acima mencionadas, constatou-se que ainda que existam diversas porções oceânicas que contribuam para a pluviosidade da área de estudo, o ENOS e suas regiões associadas (Niño1+2, Niño3, Niño3.4, Niño4 e índice ONI – Niño3.4) figuram como os principais moduladores das precipitações no clima Subtropical brasileiro, apresentando a correlação mais forte e persistente em termos de defasagem temporal (lag0 a lag9) no recorte utilizado nesta tese.

Neste sentido, a parte III desta tese também coloca em evidência, em seu capítulo 6, uma análise dos efeitos de diferentes tipologias dos ENOS na variabilidade pluvial da área de estudo. Para tanto, anomalias compostas sazonais e mensais das precipitações são apresentadas no item 6.1, bem como análises de ômega, umidade, altura geopotencial e ventos em baixos e altos níveis para os eventos de El Niño e La Niña.

CAPÍTULO 5 - TELECONEXÕES OCEANO-ATMOSFERA: OS MODOS PREFERENCIAIS DE VARIABILIDADE NO CLIMA SUBTROPICAL

Este capítulo encontra-se voltado à análise da associação entre diversas porções do oceano global e a precipitação do clima Subtropical brasileiro. São apresentados resultados da correlação linear⁵ (sem tendência e sem sazonalidade) entre a TSM global e a pluviosidade das 9 regiões homogêneas (RH) identificadas na presente pesquisa. Além disso, foram selecionadas as porções oceânicas com maior valor de correlação para detalhar os seus efeitos na pluviosidade. De modo a complementar estas análises, também foram realizadas correlações entre a pluviosidade das RH e os índices climáticos de diversas oscilações disponíveis na base de dados do NOAA e em Souza e Reboita (2021).

5.1 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS DEFINIDAS PARA O CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

No que se refere à RH1, compreendendo o norte do estado do Paraná e o sudeste de São Paulo, a análise da FIGURA 69 permite verificar que o padrão espacial de correlação mais expressivo ocorre na região do Niño, no Pacífico Sul e na bacia do Índico.

Especificamente no oceano Pacífico pode-se notar correlação positiva na região do Niño e no sul do Pacífico e o padrão de ferradura ou *boomerang* descrito no trabalho de Wang *et al.*, (2000), com correlação invertida entre o Pacífico Equatorial e as porções norte e sul deste oceano, sendo correlação positiva no Pacífico Equatorial (região Niño) e correlação negativa no norte e sul desta porção oceânica. A análise da FIGURA 69 ainda permite verificar uma porção oceânica no sul do Pacífico Sul com correlação positiva do lag0 ao lag5. Este padrão é observado em todas as regiões pluviais homogêneas da tese, em menor ou maior grau e relaciona-se à região oceânica da Baixa do mar de Amundsen.

Na bacia do Índico, nota-se correlação positiva em porções relativas ao índice IOD e correlação negativa no Dipolo Subtropical do Oceano Índico (SIOD), localizado

⁵ Correlação positiva indica que o aumento de TSM em determinada porção do oceano é acompanhado por aumento de pluviosidade na área de estudo, ao passo que correlação negativa indica efeitos inversos entre TSM e pluviosidade.

entre o sudoeste do Oceano Índico e o sul de Madagascar. Estes processos corroboram com o referencial teórico desta tese, tais como os estudos de Cai *et al.* (2020) e Kayano *et al.* (2021) ao indicarem potenciais aumentos de precipitação em IOD positivo. De modo semelhante, Cai *et al.* (2020) e Kayano *et al.* (2021) apontam que o IOD apresenta efeitos combinados com o ENOS, provocando perturbações nas ondas de Rossby, que se refletem em intensificação das precipitações no sul do Brasil.

No contexto do oceano Atlântico, constata-se correlação positiva no litoral do nordeste brasileiro em lag0 e correlação negativa na costa da África, a qual persiste até o lag5. No sul do Atlântico Sul, nota-se correlação negativa na Bacia da Prata em lag0, a qual converte-se em positiva a partir do lag2. Destaca-se ainda, por meio da análise da FIGURA 69, que a correlação mencionada é mais expressiva do lag0 ao lag5, sobretudo, no que se refere às regiões do Niño, sendo que estas perdem intensidade à medida que a defasagem temporal se amplia.

Do ponto de vista da análise das significâncias da correlação (FIGURA 70), notam-se os seguintes aspectos: I) correlação positiva do lag0 até lag6 com a região do Niño, apresentando valores variando de 0,2446 a 0,0985. A correlação é mais forte na região Niño1+2 e mais fraca em Niño4; II) correlação positiva com significância estatística em lag0 para a região A1 (Atlântico Norte); III) correlação negativa na costa da África no lag0, lag1 e lag4; IV) correlação positiva na costa do nordeste brasileiro em lag0; V) na região da Bacia da Prata pode-se notar a inversão nos padrões de correlação, iniciando negativos e passando a ser positivos ao longo da defasagem temporal, porém sem significância estatística; VI) no Pacífico Sul constata-se correlação positiva em A6 do lag0 ao lag1 e correlação negativa em A7, de lag0 a lag6; VII) a correlação negativa em A7 configura-se como um reflexo do efeito ferradura ou *boomerang* em resposta inversa à correlação positiva no Pacífico Equatorial; e VIII) na bacia do Índico, nota-se correlação positiva com significância estatística do lag0 ao lag2.

Ressalta-se que os padrões evidenciados para a RH1 são condizentes com o referencial teórico da presente tese e apresentam similaridades nas demais regiões pluviais homogêneas, sobretudo, até a RH6, de modo que as regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9) apresentam algumas variações em relação aos padrões descritos.

FIGURA 69 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH1



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

FIGURA 70 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH1: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR



Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

A RH2, localizada no centro/noroeste do estado do Paraná, apresenta padrões de correlação semelhantes aos descritos para RH1, contudo com valores mais expressivos (FIGURAS 71 e 72). Destaca-se a correlação positiva com o ENOS, regiões do Pacífico sul, na costa nordeste do Brasil em lag0 e com a bacia do Índico, bem como correlação negativa em padrão ferradura no Pacífico norte e sul, na Bacia da Prata em lag0 e na costa africana (FIGURA 71).

A análise da FIGURA 71 permite constatar que os padrões de correlação são mais evidentes do lag0 (sem defasagem temporal) ao lag6 (defasagem temporal de 6 meses). Além disso, nota-se que a correlação negativa na Bacia da Prata em lag0, passa a ser positiva ao longo do tempo, com destaque para os lags 6 e 7. A correlação negativa evidenciada na região do índice SIOD é mais expressiva em lag4 e lag5 e contrasta com a porção oceânica relativa ao IOD, com correlação positiva para o recorte temporal analisado.

FIGURA 71 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH2



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

Na análise da significância da correlação (FIGURA 72), notam-se os seguintes aspectos: I) correlação positiva do lag0 ao lag7 na região do ENOS, com valores variando de 0,2604 a 0,1020; II) correlação positiva com a região do Pacífico sul (A5), do lag0 ao lag4; III) correlação negativa na A6, em função do efeito ferradura do Pacífico; IV) na bacia do Índico (A7 e A8) constata-se correlação positiva do lag0 ao lag2 e do lag0 ao lag4, respectivamente; V) na costa da África (A1) verifica-se correlação negativa com significância estatística do lag0 ao lag5, com exceção de lag2; VI) a A3, localizada na Bacia da Prata, apresenta correlação negativa em lag0 e positiva nos demais lags, porém sem significância estatística; e VII) na A2 verifica-se correlação positiva com significância apenas em lag0.

FIGURA 72 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH2: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR

				90N -			- L - L			
(A) Recortes do oceano			60N - 5	Ser So		Jan.	5	No. A	To Bay	
				0 - 1		48		A4.		
(B) Correlação de Pearson				30S -		A	√ ≽ [A6	AS	A3
				905			~	-2		
				0	30E 60E	90E 120E	150E 180	150W 120W	90W 60W	30W 0
RH2	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	30E 60E	90E 120E	150E 180	150W 120W	90W 60W	30W 0
RH2 A1	LAG 0 -0,1095	LAG 1 -0,0953	LAG 2 -0,0256	LAG 3 -0,0895	30E 60E	90E 120E	150E 180	150W 120W LAG 7 0,0108	90W 60W	30W 0 LAG 9 0,0101
RH2 A1 A2	LAG 0 -0,1095 0,1630	LAG 1 -0,0953 0,0513	LAG 2 -0,0256 0,0221	LAG 3 -0,0895 -0,0442	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717	90E 120E LAG 5 -0,0941 -0,0462	150E 180 LAG 6 -0,0560 -0,0998	150W 120W LAG 7 0,0108 -0,1007	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281
RH2 A1 A2 A3	LAG 0 -0,1095 0,1630 -0,0673	LAG 1 -0,0953 0,0513 0,0286	LAG 2 -0,0256 0,0221 0,0384	LAG 3 -0,0895 -0,0442 0,0177	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717 0,0575	90E 120E LAG 5 -0,0941 -0,0462 0,0383	150E 180 LAG 6 -0,0560 -0,0998 0,1160	LAG 7 0,0108 -0,1007 0,1160	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879 0,0401	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281 0,0246
RH2 A1 A2 A3 A4	LAG 0 -0,1095 0,1630 -0,0673 0,2604	LAG 1 -0,0953 0,0513 0,0286 0,2569	LAG 2 -0,0256 0,0221 0,0384 0,2372	LAG 3 -0,0895 -0,0442 0,0177 0,2256	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717 0,0575 0,2091	90E 120E LAG 5 -0,0941 -0,0462 0,0383 0,1944	150E 180 LAG 6 -0,0560 -0,0998 0,1160 0,1410	LAG 7 0,0108 -0,1007 0,1160 0,1020	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879 0,0401 0,0786	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281 0,0246 0,0728
RH2 A1 A2 A3 A4 A5	LAG 0 -0,1095 0,1630 -0,0673 0,2604 0,1827	LAG 1 -0,0953 0,0513 0,0286 0,2569 0,1536	LAG 2 -0,0256 0,0221 0,0384 0,2372 0,1362	LAG 3 -0,0895 -0,0442 0,0177 0,2256 0,1164	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717 0,0575 0,2091 0,1222	90E 120E LAG 5 -0,0941 -0,0462 0,0383 0,1944 0,0845	150E 180 LAG 6 -0,0560 -0,0998 0,1160 0,1410 0,0563	150W 120W LAG 7 0,0108 -0,1007 0,1160 0,1020 0,0420	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879 0,0401 0,0786 0,0152	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281 0,0246 0,0728 -0,0257
RH2 A1 A2 A3 A4 A5 A6	LAG 0 -0,1095 0,1630 -0,0673 0,2604 0,1827 -0,1773	LAG 1 -0,0953 0,0513 0,0286 0,2569 0,1536 -0,1669	LAG 2 -0,0256 0,0221 0,0384 0,2372 0,1362 -0,1098	LAG 3 -0,0895 -0,0442 0,0177 0,2256 0,1164 -0,1036	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717 0,0575 0,2091 0,1222 -0,0911	90E 120E LAG 5 -0,0941 -0,0462 0,0383 0,1944 0,0845 -0,0815	LAG 6 -0,0560 -0,0998 0,1160 0,1410 0,0563 -0,0759	150W 120W LAG 7 0,0108 -0,1007 0,1160 0,1020 0,0420 -0,0725	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879 0,0401 0,0786 0,0152 -0,0552	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281 0,0246 0,0728 -0,0257 -0,0426
RH2 A1 A2 A3 A4 A5 A6 A7	LAG 0 -0,1095 0,1630 -0,0673 0,2604 0,1827 -0,1773 0,1311	LAG 1 -0,0953 0,0513 0,0286 0,2569 0,1536 -0,1669 0,1595	LAG 2 -0,0256 0,0221 0,0384 0,2372 0,1362 -0,1098 0,1462	LAG 3 -0,0895 -0,0442 0,0177 0,2256 0,1164 -0,1036 0,0685	30E 60E LAG 4 -0,1225 -0,0717 0,0575 0,2091 0,1222 -0,0911 0,0514	90E 120E -0,0941 -0,0462 0,0383 0,1944 0,0845 -0,0815 0,0085	LAG 6 -0,0560 -0,0998 0,1160 0,1410 0,0563 -0,0759 -0,0034	150W 120W LAG 7 0,0108 -0,1007 0,1160 0,1020 0,0420 -0,0725 -0,0054	90W 60W LAG 8 0,0250 -0,0879 0,0401 0,0786 0,0152 -0,0552 -0,0428	30W 0 LAG 9 0,0101 -0,0281 0,0246 0,0728 -0,0257 -0,0426 -0,0381

Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

No que se refere à RH3 (FIGURA 73), localizada na costa leste (litorânea), verificam-se padrões semelhantes aos descritos anteriormente, com destaque para a correlação mais significativa na região do ENOS, na bacia do Índico e com o Pacífico sul, sendo estas últimas mais evidentes do lag0 ao lag5 (FIGURA 74). A costa do nordeste brasileiro também apresenta correlação positiva em lag0, como na RH1 e RH2, bem como os padrões evidenciados na Bacia da Prata e para o SIOD se repetem.

FIGURA 73 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH3



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

Em termos da análise da significância da correlação (FIGURA 74), pode-se notar os seguintes aspectos: I) correlação positiva com significância estatística em todos os lags para a região do ENOS, com valores variando de 0,2342 a 0,0955; II) correlação positiva significativa do lag0 ao lag4 para a região A6, no Pacífico sul; III) correlação positiva na bacia do Índico (A9, A10 e A11), apresentando significância estatística do lag0 ao lag2; IV) no Atlântico Tropical (A1) e no nordeste do Brasil constata-se correlação positiva em lag0 e lag1; e correlação negativa é evidenciada no lag0, lag3 e lag4 no Atlântico sul (A4).





Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

A RH4 (FIGURA 75), localizada no litoral do estado do Paraná e com padrões pluviais bastante distintos das demais RH definidas na tese, apresenta a correlação mais fraca em comparação às demais áreas (FIGURA 75). Este fato denota que nesta região, os efeitos locais e regionais são mais relevantes do ponto de vista da variabilidade pluvial do que os fenômenos de escala global. Contudo, ainda que o valor de correlação seja menos expressivo, as porções oceânicas que merecem destaque apresentam padrões semelhantes às descritas para as demais RHs, com destaque para a região do Niño.

FIGURA 75 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH4



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

Do ponto de vista da significância estatística da correlação, notam-se os seguintes aspectos (FIGURA 76): I) valores de correlação menos expressivos em todas as áreas, em comparação às demais RHs; II) correlação positiva na região do ENOS com significância do lag0 (0,1529) ao lag5 (0,1272); III) correlação positiva na bacia do Índico (A8 e A9) no lag0, lag1 e lag2; IV) a região A5, no Pacífico sul, apresenta correlação significativa apenas em lag0 e lag1; V) no Atlântico Tropical norte (A1) nota-se correlação positiva com significância estatística do lag0 ao lag3, fato que a diferencia das demais RHs.





Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

Para a RH5 (FIGURA 77), inserida no centro-leste dos estados do Paraná e Santa Catarina, constatam-se padrões semelhantes aos descritos anteriormente. Entretanto, a correlação para a chuva dessa região e a TSM global é bem mais forte em comparação às RHs já descritas. Merecem destaque, com correlação positiva, as porções oceânicas associadas ao ENOS, o Oceano Pacífico Sul, a bacia do Índico e a costa do nordeste do Brasil em lag0 (FIGURA 77). O Índico subtropical encontra-se associado à correlação negativa, bem como nota-se um padrão de dipolo no Atlântico, sendo este mais evidente a partir do lag5.
FIGURA 77 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH5



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

Em termos de significância estatística da correlação (FIGURA 78), notam-se os seguintes pontos: I) correlação positiva com significância estatística do lag0 ao lag8 na região do ENOS, com valores variando de 0,2645 a 0,1135; II) correlação positiva significativa do lag0 ao lag4 no Pacífico Sul (A7); III) na bacia do Índico (A10, A11 e A12) observa-se correlação positiva com significância estatística do lag0 ao lag2; IV) na região A8 verifica-se correlação negativa com significância estatística no lag0, lag1, lag2, lag4 e lag5; V) no oceano Atlântico nota-se correlação positiva em A2 e A4 e negativa em A3. Em ambos os casos a correlação é significativa no lag0 e lag1.

FIGURA 78 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH5: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR

2				90N +		. L. L.				
(A)	Recortes	do oceai	no	60N -	South and a		R			A
		_		30N -	the state	Jun Jun	50	2	A1	- 7
				· •	A12	A11	R.	A6	- A.	
	orrolação	do Dogr	50 0	30S -	Con	A10	V D			A4
(<i>b</i>) C	orrelação	ae Peur	son	60S -	ini		A9	A8		A5
				905						
				0	30E 60E	90E 120E	150E 180	150W 120W	90W 60W	30W 0
RH5	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9
A1	-0,1071	-0,0698	-0,0738	-0,0539	-0,0750	-0,0948	-0,1152	-0,0773	-0,0011	0,0165
A2	0,1006	0,0923	0,0672	0,0437	0,0335	0,0339	0,0421	0,0253	0,0032	-0,0209
A3	-0,1271	-0,1162	-0,0582	-0,0609	-0,0737	-0,0323	-0,0438	-0,0179	-0,0116	-0,0321
A4	0,1975	0,1001	0,0733	0,0281	-0,0071	0,0121	-0,0538	-0,0611	-0,0669	-0,0479
A5	-0,1179	-0,0718	-0,0433	-0,0399	-0,0636	-0,0218	0,0253	0,0544	0,0538	0,0731
A6	0,2645	0,2779	0,2566	0,2465	0,2277	0,2251	0,1720	0,1314	0,1135	0,0814
A7	0,2138	0,1495	0,1284	0,1083	0,1051	0,0418	0,0140	0,0150	-0,0062	-0,0380
A8	-0,2159	-0,1600	-0,1003	-0,0812	-0,0993	-0,0987	-0,0565	-0,0620	-0,0598	-0,0604
A9	0,1191	0,0070	0,0378	-0,0028	0,0055	-0,0075	-0,0560	-0,0480	-0,0136	-0,0620
A10						0.0700	0.0000	0.0100	0.0001	0.0105
AIU	0,1411	0,1402	0,1178	0,0580	0,0678	0,0708	0,0693	0,0199	0,0064	0,0185
A10 A11	0,1411 0,1378	0,1402 0,1266	0,1178 0,1012	0,0580 0,0456	0,0678 0,0226	0,0708	-0,0009	-0,0021	-0,0230	0,0185

Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

A RH6 (FIGURA 79), localizada no sudoeste do Paraná e oeste de Santa Catarina, apresenta similaridades em relação aos padrões evidenciados na RH5, com destaque para as porções oceânicas do ENOS, do sul do Pacífico Sul e da bacia do Índico (IOD e SIOD). No contexto do oceano Atlântico, processos semelhantes também são verificados em relação à Bacia da Prata e ao padrão de dipolo.

FIGURA 79 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH6



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

Em síntese, em relação às áreas oceânicas com maior valor de correlação linear com a chuva na RH6 (FIGURA 80), pode-se notar os seguintes aspectos: I) correlação positiva na região do ENOS, com significância do lag0 ao lag8 e valores variando de 0,2791 a 0,0964; II) a região A7 (Pacífico Sul) apresenta correlação positiva e a A8 negativa, sendo que em ambos os casos se observa correlação significativa do lag0 ao lag4; III) as porções oceânicas da bacia do Índico (A10, A11 e A12) são marcadas por correlação positiva do lag0 ao lag2 para A10 e A11 e até lag4 para A12; IV) no oceano Atlântico: correlação negativa em A1 - norte (lag0, lag5 e lag6), A3 – costa da África (lag0) e A5 – bacia da Prata (lag0) e positiva na costa do nordeste (A4) para lag0 e lag1 e na bacia do Prata (A5) em lag6, lag7 e lag8.

FIGURA 80 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH6: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR

				90N +		<u> </u>		<u></u>		
1000					To pulse	Jongan		a de	155	20
(A)	Recortes	do ocea	no	60N - 9	e reco	~ ~	No.	200		and and
	,			30N -	and a	50	en la		A1	- 7
				1	· 4	LAS S		A6	Jak.	A2
						A11				
				305 -	Je m	A10				
(B) C	orrelação	o de Peau	rson	1	20 23	-	A9	A8	1A7 6	45
127 0	onenayae			60S -					at	- 45
)			905			3	-5		
				0	30E 60E	90E 120E	150E 180	150W 120W	90W 60W	30W 0
RH6	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9
A1	-0,1063	-0,0823	-0,0729	-0,0766	-0,0854	-0,1279	-0,1748	-0,0583	0,0029	0,0101
A2	0,1153	0,0993	0,0509	0,0061	-0,0065	0,0136	0,0446	0,0445	0,0331	-0,0211
A3	-0,0931	-0,0776	-0,0393	-0,0580	-0,0806	-0,0525	-0,0679	-0,0408	-0,0354	-0,0288
A4	0,2095	0,0875	0,0618	-0,0261	-0,0644	-0,0325	-0,1079	-0,0809	-0,0824	-0,0463
A5	-0,0957	-0,0413	-0,0036	0,0261	0,0462	0,0456	0,0974	0,1091	0,0943	0,0665
A6	0,2791	0,2811	0,2639	0,2420	0,2180	0,2064	0,1595	0,1257	0,0964	0,0635
A7	0,2141	0,1648	0,1384	0,1175	0,1004	0,0441	0,0158	0,0040	-0,0170	-0,0402
A8	-0,1989	-0,1958	-0,1203	-0,0876	-0,0956	-0,0800	-0,0484	-0,0309	-0,0384	-0,0314
A9	0,0808	-0,0008	0,0426	0,0019	-0,0299	-0,0534	-0,1024	-0,0906	-0,0361	-0,0584
A10	0,1139	0,1382	0,1252	0,0584	0,0751	0,0532	0,0249	-0,0024	-0,0126	0,0163
A11	0,1151	0,1095	0,0932	0,0353	0,0070	0,0399	-0,0367	-0,0277	-0,0684	-0,0514
	0 1 2 2 2	0.0001	0 1017	0.0002	0.0055	0.0621	0.0540	0.0602	0.0601	0.0000

Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

No âmbito da RH7 (FIGURA 81), localizada no extremo sudoeste do Rio Grande do Sul, evidenciam-se maiores valores de correlação linear em comparação às demais RHs descritas, bem como em porções oceânicas diferentes. O oceano Atlântico aparece de forma mais evidente do que nas RHs analisadas anteriormente (FIGURA 81). Em lag0 pode-se notar um padrão dipolo no Atlântico Sul que persiste até o lag3. Em contrapartida, a correlação positiva concentrada na costa do nordeste brasileiro, evidente até a RH6, apresenta um deslocamento para o sul. Além disso, a partir do lag4 constata-se correlação negativa no Atlântico Tropical, que se estende até a costa da África e persiste até o lag9. A partir do lag6, a correlação negativa no Atlântico Sul passa a ser positiva e se intensifica até lag9.

No que concerne à Bacia do Índico, na RH7 verifica-se correlação positiva mais forte até lag3 na região associada ao índice IOD. Em contrapartida, o padrão bastante evidente de correlação negativa no Índico subtropical até a RH6 não se apresenta de maneira tão significativa nesta região homogênea, principalmente nos primeiros lags, nos quais nota-se correlação positiva nesta porção oceânica. Assim, verifica-se, por meio da análise da FIGURA 81, que apenas a partir do lag4, a porção subtropical do Índico volta a associar-se à correlação negativa, constatando-se assim uma variação em relação às RHs anteriormente analisadas.

Cabe ressaltar ainda, que no contexto das análises da correlação da pluviosidade com os índices climáticos disponibilizados pelo NOAA e por Souza e Reboita (2021), explorado no item 5.2, constata-se que as regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9) demonstram variações em relação as demais regiões em termos de índices com correlação com significância estatística, corroborando com as análises aqui realizadas para os padrões distintos em RH7.

Em face desta perspectiva, a análise da significância estatística da correlação para a RH7 (FIGURA 82) aponta para os seguintes aspectos: I) correlação mais forte e abrangente espacialmente em relação às demais RHs; II) correlação positiva na região do ENOS com significância do lag0 (0,2877) ao lag6 (0,1176); III) correlação positiva (negativa) em A8 (A9), com significância do lag0 ao lag3 (lag4); IV) na bacia do Índico (A11, A12 e A13) evidencia-se correlação positiva significativa do lag0 ao lag3 para as porções oceânicas A12 e A13; V) uma região no Pacífico Norte (A5) apresenta correlação negativa até o lag2; VI) no oceano Atlântico norte nota-se correlação positiva em A1 (até lag2) e negativa em A2 (lag0 a lag3 e lag5); e VII) no oceano Atlântico sul observa-se um padrão dipolo, com correlação positiva em A3 (até lag3) e negativa na bacia do Prata (A4 – até lag2).

FIGURA 81 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH7



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

FIGURA 82 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH7: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR



Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

Na RH8 (FIGURA 83), inserida no noroeste do Rio Grande do Sul, os padrões são bastante semelhantes aos descritos para a RH7, em termos de porções oceânicas de maior destaque e de intensidade de correlação nestas regiões.

Neste sentido, evidenciam-se as porções oceânicas do ENOS, Pacífico Sul, bacia do Índico e dipolo no Atlântico Sul (FIGURAS 83 e 84). No que se refere à significância estatística da correlação (FIGURA 84), notam-se os seguintes padrões: I) correlação positiva com o ENOS do lag0 (0,3035) ao lag7 (0,0886); II) na bacia do Índico, correlação positiva em A11 (lag0 e lag1), A12 (lag0 ao lag3) e A12 (lag0 e lag1); III) na região A8 (Pacífico sul), correlação positiva até lag4; IV) correlação negativa no Pacífico norte (A5) e sul (A9), com significância até lag4; V) no Atlântico norte (A1) correlação negativa do lag0 ao lag7; e VI) um dipolo no Atlântico sul entre as regiões A3 e A4, com correlação positiva (até lag3) e negativa (lag0 e lag1), respectivamente. Na bacia do Prata (A4), a correlação passa a ser positiva a partir do lag3, com significância de lag6 a lag9.

FIGURA 83 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH8



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

FIGURA 84 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH8: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR



Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

Para os dados de chuva da RH9 (FIGURA 85), localizada no sudeste do Rio Grande do Sul, observam-se padrões semelhantes à RH7 e RH8, no que concerne à correlação linear com porções oceânicas globais, destacando-se a região no Niño, o sul do Pacífico e a bacia do Índico com correlação positiva. O Índico subtropical apresenta os mesmos padrões descritos para a RH7 e RH8, com alternância entre correlação positiva e negativa para os diferentes lags.

No Atlântico, assim como para as RHs 7 e 8, constata-se um padrão dipolo no Atlântico Sul do lag0 ao lag5 e correlação negativa no Atlântico Tropical norte, sobretudo, a partir do lag3. Na bacia da Prata, estes processos apresentam variações de correlação inicialmente negativa e à medida em que se amplia a defasagem temporal, esta torna-se positiva.

FIGURA 85 – CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE DA RH9



Valores iguais ou superiores (iguais ou inferiores) a 0,087 (-0,087) apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2021).

A análise da significância estatística da correlação linear entre a TSM global e a chuva da RH9 (FIGURA 86) permite constatar os seguintes padrões: correlação positiva do lag0 (0,2692) ao lag7 (0,1045) na região associada ao ENOS; II) na região A8 (Pacífico sul) verifica-se correlação positiva do lag0 ao lag7; III) em contrapartida, no Pacífico norte (A5) e sul (A9), a correlação é negativa com significância estatística do lag0 ao lag4 e do lag0 ao lag2, respectivamente; IV) na bacia do Índico (A11 e A12, principalmente), a correlação é positiva até os lag3 e lag4; V) no Atlântico norte (A1) nota-se correlação positiva com significância do lag0 ao lag3; VI) na costa do nordeste brasileiro evidencia-se correlação negativa, com significância em todos os lags (0 a 9), exceto lag1; VII) no oceano Atlântico observa-se um padrão dipolo entre as regiões A3 e A4, com correlação positivas e negativas, respectivamente. No caso da A3 a correlação apresenta significância estatística em lag0 e lag1, ao passo que em A4, de lag0 a lag5.

As regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9) apresentam contribuições mais expressivas do oceano Atlântico na sua variabilidade pluviométrica, em comparação às demais áreas oceânicas globais e RHs.

FIGURA 86 – DETALHAMENTO DA CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NA RH9: (A) RECORTES DAS ÁREAS DO OCEANO (LAG0) e (B) CORRELAÇÃO LINEAR

(A)	Recortes	do ocea	no	90N	2000 S°	A10	2 C	45		
(B) C	orrelação	o de Peal	rson	0	30E 60E	11 12 90E 120E	150E 180	A9	A6 A7 A8 90W 60W	A2 A3 A4 30W 0
RH9	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9
A1	0,1631	0,1583	0,0887	0,0918	0,0277	-0,0208	0,0035	0,0596	0,0126	0,0080
A2	-0,1045	-0,0515	-0,0948	-0,1199	-0,1054	-0,1413	-0,1615	-0,1711	-0,1642	-0,1999
A3	0,2560	0,0977	0,0712	0,0816	0,0846	0,0599	-0,0119	0,0026	-0,0339	-0,0708
A4	-0,1992	-0,1257	-0,1213	-0,1017	-0,1286	-0,0947	-0,0339	0,0029	0,0160	0,0235
A5	-0,2020	-0,1640	-0,1626	-0,1051	-0,0878	-0,0721	-0,0441	0,0431	0,0415	0,0041
A6	0,2692	0,2711	0,2382	0,2176	0,1896	0,1778	0,1429	0,1045	0,0765	0,0572
A7	-0,1465	-0,0625	0,0057	0,0075	0,0053	0,0496	0,0544	0,0205	0,0021	0,0184
A8	0,2391	0,1518	0,1277	0,1403	0,1329	0,1069	0,0911	0,0871	0,0859	0,0409
A9	-0,2138	-0,1504	-0,0906	-0,0634	-0,0845	-0,0611	-0,0662	-0,0648	-0,0438	-0,0026
A10	0,0884	0,0483	0,0417	0,0128	-0,0066	0,0055	-0,0204	-0,0364	-0,0568	-0,0326
A11	0,2188	0,1517	0,1198	0,0955	0,0076	0,0370	0,0281	0,0191	-0,0125	-0,0297
A12	0,1736	0,1377	0,1221	0,1143	0,1165	0,0625	0,0608	0,0036	0,0233	0,0387

Valores em negrito apresentam significância estatística ao nível de 95%. Elaboração: Goudard (2022).

5.1.1 Síntese da correlação linear entre a precipitação nas RH identificadas para o clima Subtropical brasileiro e a TSM global

Tendo em vista os resultados dos mapas de correlação linear apresentados no item 5.1, sintetizadas na FIGURA 87, os seguintes pontos merecem destaque:

I) a <u>região associada ao ENOS</u> apresenta relevância em todas as RHs, sendo que os valores de correlação linear são mais expressivos espacialmente e em termos de defasagem temporal em RH6, RH7 e RH8. A correlação menos evidente ocorre em RH3 e RH4, regiões atreladas ao litoral da área de estudo. Em termos de defasagem temporal, as regiões RH3, RH5 e RH6 são as que apresentam correlação com significância estatística por mais meses. Destaca-se ainda que tais resultados corroboram com a literatura explorada nesta tese, segundo a qual o ENOS configura-se como o principal modulador das variabilidades interanuais das chuvas (ACEITUNO, 1988; PHILANDER, 1990; GRIMM, 2009b; 2021b; YU e KIM, 2013; CAI *et al.*, 2020, dentre outros);

 II) a <u>RH4</u>, localizada no litoral do Paraná, é a região com menor valor de correlação linear com a TSM global, de modo que se entende que os condicionantes climáticos locais e regionais são mais relevantes para a variabilidade das precipitações nessa região;

III) a porção <u>sul do Pacífico</u> se destaca com correlação positiva em todas as RHs, sendo estas mais fortes em RH7, RH8 e RH9, com destaque, sobretudo, para a região RH9, com correlação significativa do lag0 ao lag7. Dada a relevância da correlação com esta porção oceânica em todas as RHs, constata-se que estes processos precisam ser melhor explorados em estudos futuros;

IV) em relação à <u>Bacia do Índico</u> (índice IOD), observa-se correlação positiva em todas as RHs (em geral do lag0 ao lag2), com ênfase para as regiões RH7, RH8 e RH9. Ressalta-se que os resultados encontrados são condizentes com estudos de Cai *et al.* (2020) e Kayano *et al.* (2021). Para Cai *et al.* (2020), a fase positiva de IOD apresenta potencial de desencadear sequências de ondas de Rossby semelhantes ao padrão PSA durante o El Niño, culminando em precipitações mais elevadas no sudeste da AS. Este fato corrobora com a correlação positiva encontrada na área de estudo desta tese. Em contrapartida, a região subtropical do Índico (correspondente ao índice SIOD) apresentou correlação negativa na maior parte das RHs;





FIGURA 87 – SÍNTESE DA CORRELAÇÃO LINEAR SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE ENTRE A TSM GLOBAL E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS (RHs).

V) no <u>oceano Atlântico</u> merece destaque a região da Bacia da Prata, com valores de correlação negativos convertidos em positivos ao longo da defasagem temporal. Salienta-se que a Bacia da Prata se encontra associada a passagem e ao direcionamento de sistemas frontais no sul do Brasil, atrelados aos ciclones extratropicais (RIBEIRO, 2014). Nesse sentido, a depender da TSM desta região, as frentes adentram o continente ou são desviadas para o oceano, o que se reflete em maiores ou menores aportes pluviais na área de estudo;

VI) Ainda no que se refere ao <u>Oceano Atlântico</u>, constata-se um padrão de dipolo de correlação com valores negativos na costa da África e positivos no Atlântico Tropical Sul. Estes padrões são evidenciados, principalmente, da RH1 a RH6. A partir da RH7, verificam-se deslocamentos para o sul deste padrão dipolo, com correlação positiva no Atlântico Tropical Sul e negativa no sul do oceano (Atlântico Sul). Estes processos são mais evidentes em RH7, RH8 e RH9 e podem apresentar relações com os índices SAODI e SASDI, relativos ao dipolo do Atlântico Sul.

5.2 CORRELAÇÃO LINEAR SIMPLES ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS DEFINIDAS PARA O CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

Os cálculos de correlação apresentados neste item foram realizados entre os dados de pluviosidade, sem tendência e sem sazonalidade, e os índices brutos obtidos no site do NOAA e em Souza e Reboita (2021). De maneira complementar, estes cálculos foram refeitos retirando a tendência e a sazonalidade dos índices (<u>APÊNDICE H</u>). Destaca-se que, neste contexto, não foram encontradas variações dos padrões nas áreas oceânicas melhor correlacionadas com a pluviosidade do recorte espacial da pesquisa, apenas pequenas alterações em relação à intensidade da correlação. Em alguns casos também foram verificadas modificações em termos de significância estatística para a defasagem temporal.

De maneira geral, o ENOS configura-se como o principal modulador das precipitações no clima Subtropical brasileiro, considerando as regiões Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4, bem como o índice ONI, relacionado com a região Niño3.4. A Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO) também demonstrou relações com as precipitações na maior parte das RHs analisadas, visto que esta oscilação induz anomalias de TSM no Oceano Pacífico Central, as quais se estendem para os subtrópicos e atuam de maneira análoga ao ENOS (PARKER *et al.*, 2007).

Em relação à RH1 (FIGURA 88), pode-se notar que as regiões ligadas ao ENOS (Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4) são as que apresentam os valores de correlação positiva mais fortes, persistentes e com significância estatística do lag0 ao lag6. Estes valores são mais expressivos nas regiões Niño1+2 e Niño3 para a RH1, com valores variando de 0,2496 a 0,1006 para o Niño1+2 e de 0,2261 a 0,1019 para o Niño3.

De modo complementar, também são evidenciados valores de correlação positiva com índices que apresentam relações diretas com o ENOS, como o IPO e o ONI (região Niño3.4), com significância estatística do lag0 ao lag6, considerando a defasagem temporal.

Associação negativa com a Oscilação Antártica foi constatada, com significância estatística no lag0 (-0,1290). Estas dinâmicas corroboram com a literatura, uma vez que a fase negativa desta oscilação favorece as anomalias pluviais positivas no sul do Brasil, ao passo que a fase positiva da AAO é marcada por

precipitações menos expressivas na área de estudo (SILVESTRI e VERA, 2003; REBOITA *et al.*, 2009; VASCONCELLOS, PIZZOCHERO e CAVALCANTI, 2019; REBOITA *et al.*, 2021a; dentre outros). Em geral, a fase positiva da AAO é marcada por enfraquecimento do jato subtropical, diminuição da frequência de frentes frias e inibição de ciclogênese nas latitudes médias, o que culmina em menores aportes pluviais no clima Subtropical brasileiro (CARVALHO *et al.*, 2005; CODRON, 2007 e REBOITA *et al.*, 2015; 2021a). Além disso, os eventos de ZCAS são mais intensos e persistentes (ROSSO *et al.*, 2018), o que gera subsidência na RH1 por ajuste dinâmico; e deslocamento e/ou fortalecimento do ramo sul da ASAS (CARPENEDO e AMBRIZZI, 2020), bloqueando a passagem normal dos sistemas transientes.

FIGURA 88 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH1

Localização da RH1 Localização dos índices											
Correlações											
RH1	LAGO	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9	
AAO	-0,1290	0,0289	0,0275	-0,0499	-0,0705	-0,0463	0,0421	0,0565	0,0051	0,0127	
	0,0144	0,0120	0.0014	-0,0108	0,0404	-0,0400	-0,0430	-0,0330	-0,0234	-0,0090	
100	0,0017	-0.0265	-0.0277	0.0451	0.0516	0.0420	0,0380	0,0347	0.0830	0.0826	
IPO	0 1953	0 1954	0.1670	0 1435	0 1364	0 1223	0,0300	0,0756	0,0000	0,0562	
ITSMRG2	-0.0613	0.0271	0.0308	0.0510	0.0599	0.0473	0 1180	0 1144	0,0000	0.0277	
ITSMRG2+3	-0.0618	-0.0163	-0.0048	0,0310	0.0316	0.0341	0 1027	0 1156	0,0112	0.0196	
NAO	-0.0039	-0.0020	0.0506	-0.0421	-0.0006	-0.0582	0.1223	0.0612	0.0496	-0.0458	
NINO 1+2	0.2496	0.2409	0.2058	0.1909	0.1853	0.1623	0.1006	0.0575	0.0503	0.0415	
NINO 3	0.2261	0.2216	0.2037	0.1911	0.1813	0.1623	0.1019	0.0689	0.0638	0.0616	
NINO 3.4	0,1762	0,1761	0,1670	0,1578	0,1531	0,1355	0,0919	0,0674	0,0640	0,0496	
NINO 4	0,0988	0,0995	0,0928	0,0871	0,0867	0,0894	0,0699	0,0559	0,0430	0,0320	
ONI	0,1805	0,1778	0,1715	0,1626	0,1504	0,1299	0,0999	0,0739	0,0629	0,0493	
PDO	0,0767	0,0793	0,0844	0,0287	0,0212	0,0278	0,0292	0,0380	0,0344	-0,0080	
PSA1	0,0688	0,0341	-0,0314	0,0114	0,0084	-0,0015	0,0239	-0,0094	-0,0033	0,0450	
PSA2	0,0330	0,0348	0,0687	0,0956	0,0627	0,0718	0,0243	0,0329	-0,0227	0,0053	
SAODI	-0,0935	-0,0545	-0,0278	-0,0344	-0,0506	-0,0251	-0,0014	0,0336	0,0073	-0,0091	
SASDI	0,0198	0,0103	-0,0175	-0,0032	-0,0114	0,0033	-0,0312	-0,0448	-0,0657	-0,0325	
SIOD	-0,0208	-0,0788	-0,0371	-0,0240	-0,0472	-0,0503	-0,0336	-0,0129	-0,0222	-0,0236	
TNA	0,0419	0,0373	0,0077	-0,0109	-0,0385	-0,0301	-0,0296	-0,0193	-0,0329	-0,0161	
TSA	-0,0535	-0,0617	-0,0495	-0,0585	-0,0620	-0,0445	-0,0332	-0,0067	-0,0125	0,0035	

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

No oceano Atlântico, por sua vez, o índice IASAS apresenta correlação linear positiva com as precipitações em RH1 em lag0, lag2, lag4 e lag5 e negativa no lag8.

O Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) influencia a precipitação ao longo do leste da América do Sul, de modo que no verão o transporte de umidade para o continente é favorecido e no inverno este sistema dificulta a passagem de frentes frias e a organização das atividades convectivas (REBOITA *et al.*, 2010; 2021a). Estes processos são condizentes com o padrão unimodal das precipitações em RH1, com chuvas concentradas no verão. De maneira geral, constata-se que o fortalecimento da ASAS favorece os aportes de umidade para o sudeste da América do Sul por meio do jato de baixos níveis (REBOITA *et al.*, 2010; CAI *et al.*, 2020), de modo a promover precipitações mais expressivas.

O índice SAODI é marcado por correlação negativa (no lag0 com significância estatística no valor de r=-0,935) com a precipitação da RH1. Segundo Reboita *et al.* (2021a), o SAODI é definido pelas diferenças de TSM entre as regiões nordeste (NE: 20°O-10°L, 0°–15°S) e sudoeste (SO:10°O–40°O, 25°S-40°S) do Atlântico Tropical Sul. O índice é positivo (negativo) quando anomalias positivas (negativas) são registradas sobre o nordeste e negativas (positivas) sobre o sudoeste. Os resultados para a correlação linear apresentados evidenciam que quando este índice se encontra em fase positiva, ocorre menos precipitação na RH1. Este fato é condizente com o estudo de Bombardi *et al.* (2014), que mostram que na fase SAODI+ há uma redução da ciclogênese entre o litoral da Argentina, Uruguai e o sul do Brasil.

Para a RH1 (FIGURA 88), ainda são evidenciados valores positivos de correlação com significância estatística em lag6 e lag7 para os índices ITSMRG2 e ITSMRG2+3, associados às áreas ciclogenéticas entre o sul da Argentina e o extremo sul do Brasil, descritos em estudos de Reboita *et al.* (2019) e Souza e Reboita (2021).

Correlação positiva em lag3 (0,0956) é verificada para o índice PSA2. Para Cavalcanti (2000), no inverno PSA 1 e 2 fazem com que o jato subtropical atue como um guia de ondas e no verão apresentem padrões semelhantes aos evidenciados em contextos de ENOS, de modo que costumam se associar aos SCM's na área de estudo. Desse modo, em geral, associam-se às anomalias pluviais positivas no clima Subtropical, o que é condizente com a correlação positiva encontrada neste estudo.

No que se refere à RH2 (FIGURA 89), nota-se correlação positiva com as regiões do ENOS (Niño1+2 – lag0 a lag7; Niño3 – lag0 a lag7; Niño3.4 – lag0 a lag7 e Niño4 – lag0 a lag5). Padrões de correlação semelhantes aos descritos para a RH1 são evidenciados para os índices: AAO (negativa – lag0), IASAS (positiva – lag0), IPO (positiva – lag0 a lag7), ONI (positiva – lag0 ao lag7) e SAODI (negativa – lag0).

Ressalta-se que assim como para a RH1, maiores valores de correlação são encontrados para as regiões Niño1+2 e Niño3, com variações de 0,2751 a 0,1015 para Niño1+2 e 0,2320 a 0,1005 para Niño3, considerando a defasagem temporal do lag0 ao lag7.

Lo		Localização dos índices										
Correlações	5	~		PDO PDO NI ONI NIN NIN034 IPO	P 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2							
RH2	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9		
AAO	-0,1178	0.0233	0.0446	-0.0433	-0.0735	-0.0300	0.0407	0.0624	0.0711	-0.0024		
AMO	-0,0039	-0,0025	-0,0141	-0,0273	-0,0592	-0,0555	-0,0493	-0,0378	-0,0279	-0,0205		
IASAS	0,1320	0,0468	0,0810	0,0388	0,0816	0,1030	0,0591	-0,0382	-0,0932	0,0021		
IOD	-0,0095	-0,0279	-0,0322	0,0427	0,0641	0,0845	0,0786	0,0915	0,0882	0,0775		
IPO	0,1953	0,2116	0,1870	0,1697	0,1603	0,1418	0,1165	0,1029	0,0865	0,0631		
ITSMRG2	-0,0633	0,0332	0,0327	0,0194	0,0438	0,0308	0,1065	0,0932	0,0183	0,0302		
ITSMRG2+3	-0,0681	0,0006	0,0146	0,0306	0,0519	0,0509	0,1067	0,1123	0,0540	0,0182		
NAO	-0,0125	0,0103	0,0515	-0,0194	0,0166	-0,0377	0,1233	0,0666	0,0343	-0,0468		
NINO 1+2	0,2751	0,2648	0,2299	0,2096	0,2013	0,1869	0,1408	0,1015	0,0833	0,0723		
NINO 3	0,2320	0,2338	0,2262	0,2169	0,2038	0,1879	0,1360	0,1005	0,0846	0,0736		
NINO 3.4	0,1729	0,1844	0,1859	0,1826	0,1783	0,1588	0,1189	0,0901	0,0760	0,0540		
NINO 4	0,0958	0,1043	0,1020	0,1012	0,1041	0,1041	0,0841	0,0661	0,0469	0,0250		
ONI	0,1785	0,1872	0,1893	0,1864	0,1779	0,1552	0,1265	0,0956	0,0768	0,0537		
PDO	0,1056	0,1303	0,1208	0,0776	0,0619	0,0537	0,0504	0,0461	0,0307	-0,0156		
PSA1	0,0964	0,0210	-0,0280	0,0258	0,0334	-0,0031	0,0287	0,0187	-0,0265	0,0263		
PSA2	0,0272	0,0256	0,0508	0,1349	0,0736	0,0593	0,0202	0,0316	0,0086	0,0248		
SAODI	-0,1072	-0,0687	-0,0373	-0,0302	-0,0454	-0,0134	-0,0026	0,0304	0,0132	0,0034		
SASDI	0,0198	0,0059	-0,0032	0,0090	0,0044	0,0153	-0,0313	-0,0428	-0,0572	-0,0243		
SIOD	-0,0271	-0,1104	-0,0755	-0,0509	-0,0805	-0,0679	-0,0389	-0,0010	-0,0154	-0,0244		
TNA	0,0193	0,0213	-0,0006	-0,0191	-0,0441	-0,0275	-0,0169	-0,0071	-0,0272	-0,0187		
TSA	-0,0366	-0,0446	-0,0419	-0,0709	-0,0674	-0,0433	-0,0413	-0,0176	-0,0274	-0,0142		

FIGURA 89 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH2

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

Diferentemente da RH1, na RH2 nota-se também correlação com significância estatística para os índices PDO (positiva – lag0 a lag2), PSA1 (positiva - lag0), PSA2 (positiva – lag3), SIOD (negativa – lag1) e IOD (positiva – lag7 e lag8) - FIGURA 89. Estes resultados encontram-se em consonância com as discussões apresentadas no referencial teórico desta pesquisa, sobretudo no que se refere à existência de correlação positiva das precipitações com a PDO, o PSA e o IOD.

Em relação à PDO, análises de Silva e Silva (2016) identificaram condições mais secas e mais úmidas do que o habitual no sudeste da AS para as fases negativa

e positiva da PDO, respectivamente. Além disso, este modo de variabilidade apresenta efeitos combinados e em fase com os ENOS, de modo que PDO+ favorece o EN e PDO- fortalece LN (KAYANO e ANDREOLI, 2021). Estes fatores são condizentes com os valores de correlação encontrados, com correlação positiva variando de 0,1056 (lag0) a 0,1208 (lag2) - FIGURA 89.

Os padrões PSA (PSA1 e PSA2) estão associados à propagação de ondas de Rossby, cujos efeitos também são modulados pelo oceano Índico (CAI *et al.*, 2020) e apresentam relações com o ENOS, assim como descrito para a RH1. Desse modo, assim como para a primeira região pluvial homogênea, a fase positiva dos índices mencionados se associa a aportes pluviais mais significativos na área de estudo.

Em relação ao índice SIOD, este localiza-se no oceano Índico Subtropical, sendo marcado por correlação negativa tanto nos mapas de correlação, como na análise de seu índice associado às precipitações. No âmbito da RH2, o SIOD apresenta correlação negativa com significância estatística no valor de r = -0,1104 para a defasagem temporal de 1 mês (lag1) - FIGURA 89.

Em contrapartida, o índice IOD, também centrado no oceano Índico, apresenta correlação positiva para os lag7 (0,0915) e lag8 (0,0882) - FIGURA 89. De acordo com Cai *et al.* (2020), a fase positiva de IOD apresenta potencial de desencadear sequências de ondas de Rossby semelhantes ao padrão PSA durante o El Niño, culminando em precipitações mais elevadas no sudeste da AS. De modo geral, em IOD+ verifica-se fortalecimento do jato de baixos níveis e maiores aportes de umidade em direção à Bacia da Prata (CHAN, BERRA e YAMAGATA, 2008; REBOITA *et al.*, 2021a), o que justifica a correlação positiva encontrada entre o índice desse modo de variabilidade e as chuvas na RH2 do clima Subtropical.

A RH3 (FIGURA 90), localizada na porção litorânea da área de estudo, é marcada por correlação positiva mais expressiva nas regiões do Niño1+2 (lag0 ao lag9, com valores variando de 0,2375 a 0,1056), Niño3 (lag0 a lag7, com variações de 0,1812 a 0,1037) e Niño3.4 (lag0 a lag6 – 0,1164 a 0,1045). A região Niño4 não apresentou correlação com significância estatística, diferenciando-se dos padrões descritos para RH1 e RH2. Assim como nas regiões anteriores, os índices ONI e IPO encontram-se associados à correlação positiva, do lag0 (0,1140) a lag6 (0,1003) e do lag0 (0,1309) ao lag7 (0,0882), respectivamente. PSA1 também apresentou correlação positiva com significância estatística para lag0, no valor de 0,1092 e PSA2 nos lags 3, 5 e 6, conforme FIGURA 90.

Nessa região, o índice IASAS positivo encontra-se associado às anomalias negativas de precipitação, apresentando correlação negativa com significância estatística para lag0 (-0,0904) - FIGURA 90. Este padrão também é constatado para a RH4 (litoral do Paraná) e diferencia-se das demais regiões pluviais homogêneas definidas na tese. Este fato demonstra que nas porções litorâneas da área de estudo a fase do ASAS apresenta comportamentos distintos em relação às chuvas.



FIGURA 90 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH3

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

A RH4 (FIGURA 91), assim como evidenciado nos mapas de correlação com a TSM global, expressa-se como a região com os maiores aportes pluviais e as correlações menos expressivas com os modos de variabilidade globais, o que sugere que as condicionantes locais e regionais do clima sejam mais relevantes para esta porção espacial. Nesse sentido, no contexto desta região apenas os índices IASAS, Niño1+2, Niño3, PSA1 e PSA2 demonstraram correlação com significância estatística. O índice Niño1+2 é marcado por correlação positiva do lag0 (0,1505) ao lag5 (0,1310), assim como a região do Niño3, com variações de 0,0962 (lag0) a lag5 (0,1087). O índice IASAS apresentou correlação negativa em lag0, ao passo que PSA1 demonstrou correlação positiva em lag0 e PSA2 em lag3.

Destaca-se que os padrões encontrados nos valores de correlação com os índices climáticos são semelhantes aos evidenciados no item anterior, considerando a TSM global, sobretudo, em relação ao ENOS. Além disso, nota-se que para a correlação com os índices sem tendência e sem sazonalidade (<u>APÊNDICE H</u>4) o IPO apresentou correlação positiva com significância nos lags 1 e 9.

La	calização d	da RH4		Localização dos índices								
Correlações	5	3		PDO PDO NIN NIN NINO34 IPO	P SALE 2					PDO WP NING C		
RH4	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9		
AAO	0,0002	0,0663	0,0291	-0,0696	-0,0297	-0,0060	0,0072	0,0134	-0,0206	-0,0172		
AMO	0,0349	0,0627	0,0672	0,0580	0,0294	0,0188	0,0261	0,0427	0,0526	0,0431		
IASAS	-0,1492	0,0186	0,0223	0,0199	0,0832	0,0629	0,0188	-0,0429	-0,0436	0,0086		
IOD	0,0639	0,0135	-0,0039	0,0427	0,0563	0,0031	-0,0141	0,0237	0,0562	0,0612		
IPO	0,0552	0,0816	0,0729	0,0770	0,0737	0,0775	0,0615	0,0665	0,0780	0,0833		
ITSMRG2	-0,0062	0,0240	-0,0152	-0,0004	-0,0136	-0,0273	0,0005	0,0594	-0,0128	0,0035		
ITSMRG2+3	-0,0536	-0,0306	-0,0559	-0,0413	-0,0289	-0,0272	0,0196	0,0539	0,0082	0,0124		
NAO	-0,0251	-0,0175	-0,0324	-0,0806	-0,0730	-0,0678	0,0655	-0,0571	-0,0272	-0,0760		
NINO 1+2	0,1505	0,1928	0,1794	0,1744	0,1453	0,1310	0,0814	0,0592	0,0694	0,0727		
NINO 3	0,0962	0,1253	0,1161	0,1176	0,1153	0,1087	0,0691	0,0522	0,0537	0,0541		
NINO 3.4	0,0413	0,0627	0,0587	0,0699	0,0664	0,0680	0,0567	0,0493	0,0463	0,0478		
NINO 4	-0,0179	-0,0027	-0,0030	0,0026	-0,0089	0,0224	0,0379	0,0431	0,0397	0,0491		
ONI	0,0401	0,0538	0,0633	0,0641	0,0625	0,0652	0,0552	0,0503	0,0473	0,0466		
PDO	-0,0055	0,0195	0,0717	0,0397	0,0371	0,0547	0,0514	0,0496	0,0458	0,0514		
PSA1	0,1580	0,0296	-0,0086	0,0534	0,0073	0,0642	-0,0315	0,0038	0,0618	0,0548		
PSA2	-0,0672	0,0174	-0,0116	0,0911	0,0655	0,0543	0,0847	0,0274	-0,0366	0,0434		
SAODI	-0,0406	-0,0699	-0,0513	-0,0376	-0,0101	-0,0044	0,0343	0,0577	0,0351	0,0005		
SASDI	0,0070	-0,0182	0,0092	0,0245	0,0299	0,0182	0,0028	-0,0121	-0,0010	-0,0054		
SIOD	0,0748	0,0350	0,0431	0,0128	-0,0266	-0,0017	-0,0271	-0,0104	0,0157	-0,0208		
TNA	0,0819	0,0784	0,0825	0,0778	0,0390	0,0257	0,0396	0,0714	0,0679	0,0569		
TSΔ	0.0224	0.0019	0.0222	0.0233	0.0377	0.0548	0.0535	0.0613	0.0408	0.0253		

FIGURA 91 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH4

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

A RH5, localizada na porção centro-leste da área de estudo (FIGURA 92), é marcada por correlação com significância estatística para os seguintes modos de variabilidade: AAO (negativa), IASAS (positiva), IOD (positiva), IPO (positiva), ITSMRG2+3 (negativa), regiões do Niño1+2, 3 e 3.4 (positiva), ONI (positiva), PSA1 e PSA2 (positiva), SAODI e SIOD (negativas), SASDI⁶ (positiva) e TNA (positiva).

A análise da FIGURA 92 permite verificar que os valores de correlação mais expressivos ocorrem com Niño1+2 (valores variando de 0,2858 no lag0 a 0,1008 no lag9) e Niño3 (0,2288 a 0,0972 ao longo da defasagem temporal de 8 meses), seguidos da IPO (com valores de correlação de 0,1805 no lag0 até 0,0906 no lag8).

FIGURA 92 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH5

Lo		Localização dos índices									
Correlações	5	3		PDO PDO NINO34 IPO	PSAL e2	IASAS					
RH5	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9	
AAO	-0,0993	-0,0462	0,0691	-0,0447	-0,0264	-0,0741	-0,0150	0,0223	0,0382	0,0030	
AMO	0,0033	0,0265	0,0082	-0,0096	-0,0433	-0,0481	-0,0420	-0,0355	-0,0217	-0,0392	
IASAS	0,0612	0,0559	0,0623	0,0790	0,0812	0,1003	0,0619	-0,0512	-0,0438	0,0168	
IOD	0,0500	0,0215	-0,0219	0,0354	0,0674	0,0681	0,0819	0,1420	0,1324	0,1099	
IPO	0,1805	0,1987	0,1693	0,1670	0,1635	0,1624	0,1354	0,1100	0,0906	0,0710	
ITSMRG2	-0,0485	0,0122	0,0291	0,0076	0,0146	-0,0113	0,0574	0,0455	-0,0118	0,0273	
ITSMRG2+3	-0,1019	-0,0421	-0,0009	-0,0016	-0,0025	-0,0154	0,0675	0,0696	0,0417	0,0549	
NAO	0,0208	-0,0177	-0,0319	-0,0625	0,0334	-0,0508	0,1207	0,0595	0,0260	-0,0597	
NINO 1+2	0,2858	0,2975	0,2587	0,2535	0,2276	0,2100	0,1595	0,1367	0,1299	0,1008	
NINO 3	0,2288	0,2489	0,2344	0,2284	0,2155	0,2198	0,1695	0,1234	0,0972	0,0728	
NINO 3.4	0,1610	0,1891	0,1864	0,1835	0,1754	0,1728	0,1389	0,0975	0,0676	0,0472	
NINO 4	0,0652	0,0829	0,0779	0,0835	0,0794	0,0860	0,0787	0,0576	0,0399	0,0249	
ONI	0,1638	0,1853	0,1889	0,1871	0,1773	0,1657	0,1385	0,1028	0,0744	0,0456	
PDO	0,0844	0,0965	0,0912	0,0615	0,0493	0,0402	0,0469	0,0529	0,0295	0,0145	
PSA1	0,1605	0,0900	0,0012	0,0147	0,0074	0,0184	-0,0351	-0,0108	0,0056	0,0189	
PSA2	0,0304	0,0478	0,0162	0,0985	0,0735	0,1347	0,0726	-0,0005	0,0194	0,0531	
SAODI	-0,1073	-0,0898	-0,0512	-0,0134	0,0067	0,0280	0,0218	0,0476	-0,0075	-0,0511	
SASDI	0,0531	0,0196	0,0390	0,0618	0,0895	0,0950	0,0278	-0,0107	-0,0674	-0,0803	
SIOD	-0,0361	-0,0901	-0,0979	-0,1027	-0,1417	-0,0834	-0,0779	-0,0004	0,0103	-0,0056	
TNA	0,0615	0,0928	0,0543	0,0193	-0,0043	0,0032	0,0070	0,0091	-0,0057	-0,0224	
TSA	-0,0192	-0,0258	-0,0301	-0,0156	-0,0149	0,0245	-0,0060	-0,0110	-0,0224	-0,0384	

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

⁶ Nesta tese foi utilizado o índice SASDI bruto de Souza e Reboita (2021), o qual foi multiplicado por "-

^{1&}quot; para coincidir com o sinal do SAODI. Dessa forma, o sinal da correlação linear é invertido na tese.

Em relação às regiões anteriormente descritas, notam-se diferenças nos índices ITSMRG2+3 (com correlação negativa com significância estatística em lag0), SASDI (com correlação positiva em lag5) e TNA (correlação positiva em lag1), de modo que os demais padrões são os mesmos, apresentando apenas variações de intensidade da correlação e da significância estatística ao longo da defasagem.

O índice ITSMRG2+3 refere-se a uma área de anomalias de TSM na região entre o sul da Argentina e o extremo sul do Brasil, que é conhecida como região ciclogenética RG3 (e que incluí o índice ITSMRG2, relativo à região ciclogenética RG2) nos estudos de Reboita *et al.* (2010, 2019) e de Jesus *et al.* (2020). Em geral, nota-se correlação negativa com esse índice na área de estudo, sendo esta dotada de significância estatística apenas a partir da RH5.

O índice SASDI encontra-se centrado no Atlântico Sul, sendo localizado ao sul do índice SAODI, com centros no nordeste (0°–20°O e 15°S–25°S) e sudoeste (10°O–30°O e 30°S–40°S) deste oceano. O SASDI apresenta pico no verão austral e o SAODI no inverno (REBOITA *et al.*, 2021a). Este índice apresenta variações de correlação positiva e negativa ao longo das RH e da defasagem temporal, sendo que apresenta efeitos sobre o posicionamento da ASAS. Em geral, SASDI negativo (positivo) está associado com início precoce (tardio) e úmido (seco) da estação chuvosa no sudeste do Brasil.

Análises de Bombardi *et al.* (2014) sugerem que durante eventos SASDI negativos, o máximo a ciclogênese ocorre na costa sul brasileira, sendo que o aumento das precipitações no leste da AS e está associado com o aumento no aporte de umidade para a região da ZCAS pelos ciclones extratropicais. Além disso, este índice apresenta relações com o ENOS. Análises de Rodrigues, Campos e Haarsma (2015) demonstraram que eventos de El Niño (La Niña) causam o enfraquecimento (fortalecimento) e mudança para norte (sul) da ASAS, culminando na fase negativa (positiva) do SASDI.

A RH6, localizada no oeste do Paraná e de Santa Catarina, é uma das regiões de maior pluviosidade da área de estudo, como destacado nos capítulos 3 e 4 da presente tese. Do ponto de vista da correlação com os índices oceânicos (FIGURA 93), destaca-se que a correlação mais significativa ocorre com as regiões do Niño (mais intensas em Niño1+2 e 3) e com a IPO. Assim como nas demais regiões, correlação positiva com IASAS, IOD, ONI, PSA1 e PSA2 e com a PDO também é identificada, bem como correlação negativa com a AAO, ITSMRG2+3, SAODI e SIOD.

Localização da RH6				Localização dos índices								
4		3		PDO PNONI NINC NINO34 IPO	PSALe 2			S of Contractions		PDO NP NINON		
Correlações	0					-str.	AAO	~~~~				
RH6	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9		
AAO	-0,1129	-0,0239	0,0384	-0,0350	-0,0646	-0,0455	0,0099	0,0357	0,0624	-0,0191		
AMO	0,0005	0,0193	0,0023	-0,0186	-0,0524	-0,0596	-0,0475	-0,0384	-0,0260	-0,0342		
IASAS	0,1398	0,0818	0,0549	0,0625	0,0784	0,0978	0,0548	-0,0262	-0,0512	0,0299		
IOD	0,0296	0,0039	-0,0308	0,0320	0,0577	0,0763	0,0879	0,1178	0,0974	0,0728		
IPO	0,2033	0,2270	0,1970	0,1825	0,1801	0,1608	0,1325	0,1096	0,0861	0,0667		
ITSMRG2	-0,0523	0,0057	0,0081	-0,0026	0,0084	-0,0114	0,0674	0,0454	-0,0155	0,0186		
ITSMRG2+3	-0,1025	-0,0394	-0,0018	0,0114	0,0292	0,0286	0,0934	0,0859	0,0564	0,0341		
NAO	0,0272	0,0121	0,0092	-0,0345	0,0638	-0,0389	0,1351	0,0628	0,0227	-0,0539		
NINO 1+2	0,3039	0,3017	0,2638	0,2371	0,2099	0,1951	0,1591	0,1412	0,1210	0,0814		
NINO 3	0,2433	0,2532	0,2420	0,2286	0,2132	0,2063	0,1552	0,1146	0,0848	0,0633		
NINO 3.4	0,1748	0,1964	0,1960	0,1916	0,1901	0,1735	0,1333	0,0934	0,0623	0,0456		
NINO 4	0,0906	0,1103	0,1014	0,1067	0,1106	0,1066	0,0896	0,0652	0,0394	0,0217		
ONI	0,1788	0,1942	0,1982	0,1967	0,1878	0,1675	0,1342	0,0961	0,0681	0,0419		
PDO	0,1088	0,1301	0,1152	0,0743	0,0576	0,0359	0,0374	0,0336	0,0123	-0,0010		
PSA1	0,1098	0,0509	-0,0131	0,0322	0,0113	0,0157	0,0089	-0,0060	0,0007	-0,0027		
PSA2	0,0581	0,0340	0,0433	0,1125	0,1082	0,0988	0,0250	0,0084	-0,0052	0,0470		
SAODI	-0,1170	-0,0850	-0,0531	-0,0334	-0,0267	0,0056	-0,0021	0,0126	-0,0240	-0,0256		
SASDI	0,0391	0,0071	0,0212	0,0187	0,0351	0,0583	-0,0112	-0,0465	-0,0940	-0,0713		
SIOD	-0,0158	-0,0829	-0,0932	-0,0921	-0,1267	-0,0909	-0,0518	0,0030	0,0084	-0,0264		
TNA	0,0467	0,0671	0,0284	-0,0054	-0,0332	-0,0282	-0,0138	-0,0033	-0,0162	-0,0157		
TSA	-0,0116	-0,0247	-0,0355	-0,0563	-0,0497	-0,0161	-0,0417	-0,0393	-0,0575	-0,0463		

FIGURA 93 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH6

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

A RH7, localizada no extremo sudoeste do Rio Grande do Sul, apresenta os seguintes padrões (FIGURA 94): a correlação mais forte com significância estatística ocorre com o índice IASAS, sendo esta positiva em lag0 no valor de r=0,4391. Quando o índice é positivo, a pressão está maior na região sudeste do Brasil, de modo que ocorre uma pressão mais baixa na RH7, o que favorece o aumento das chuvas, por convecção e sistemas transientes. Na sequência, destacam-se as regiões associadas ao ENOS, sobretudo, Niño3 (0,2954 em lag0 a 0,1166 em lag6), Niño3.4 (0,2883 a 0,1070) e ONI (0,2971 a 0,1089). Os índices IOD, IPO, PDO, PSA1, PSA2 e SASDI também apresentaram correlação positiva com as precipitações, ao passo que os índices AAO, AMO, ITMSRG2+3, SIOD e TNA foram associados à correlação negativa na RH7. Estas condições se assemelham às descritas para as demais RH.

Destaca-se que uma diferença em relação às RH descritas anteriormente refere-se ao índice AMO, com correlação negativa do lag6 ao lag9. Chiessi *et al.*

(2009) verificaram possíveis influências desse modo de variabilidade sobre o SMAS. De acordo com as análises desenvolvidas pelos autores, durante fases negativas (positivas) da AMO, o aquecimento (resfriamento) anômalo do Atlântico Sul aumenta (diminui) a atividade da ZCAS e desloca o cinturão principal de precipitação da monção para o Sul (Norte). Estes processos promovem maiores aportes de precipitação nos subtrópicos. Dessa forma, a correlação negativa encontrada mostrase condizentes com a literatura.

FIGURA 94 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH7



*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

O índice TNA também apresentou correlação negativa do lag5 ao lag9 na RH7. Este índice relaciona-se com o posicionamento da ZCIT (LAUREANTI, 2020), o que pode gerar interferências nos aportes de umidade do Atlântico Tropical Norte em direção à Amazônia e para a região subtropical via JBN. Em lag8, nota-se TNA- e AAO+. Em AAO- há um fortalecimento da ASAS (SUN *et al.*, 2017), o que fortalece os

alísios de SE e desloca anomalamente a ZCIT para norte, impulsionada pela TNA+ (GIANNINI *et al.,* 2000), resultando em mais chuvas na RH7.

No que se refere à RH8 (FIGURA 95), localizada no noroeste do Rio Grande do Sul, evidencia-se correlação positiva mais forte com a região do Niño3 (0,3110 em lag0 a 0,1328 em lag6), Niño1+2 (0,2982 a 0,1030 do lag0 ao lag8), IASAS (0,2754 em lag0, 0,0929 em lag1 e 0,1130 em lag3), ONI (0,2678 em lag0 a 0,1096 em lag6) e IPO (0,2669 em lag0 até lag6 com valores de 0,1161).

FIGURA 95 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH8



^{*}em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

Correlação positiva também é verificada entre a chuva na RH8 e os índices IOD (lag0 e lag1), Niño3.4 (lag0 a lag6), Niño4 (lag0 a lag5), PDO (lag0 a lag6), PSA1 e PSA2 (lag0) e SASDI (lag0). Em contrapartida, correlação negativa é encontrada com os índices AAO, ITMSRG2+3 e SIOD, demonstrando similaridades com as RH anteriores, com variações em termos de significância estatística da correlação e efeitos ao longo dos meses (defasagem temporal). No contexto da correlação com os índices sem tendência e sem sazonalidade (<u>APÊNDICE H</u>8) foram verificados valores de correlação negativos com significância do lag4 ao lag9 para o índice AMO.

Na RH9 (FIGURA 96), localizada no sudeste do Rio Grande do Sul, observase que a correlação positiva mais expressiva está associada ao IASAS, com valores de 0,3496 em lag0 e 0,2050 no lag1. Na sequência, destacam-se as regiões do Niño, sobretudo a Niño3, com valores de 0,2702 a 0,0974, do lag0 ao lag7. Correlação positiva também é evidenciada com os seguintes índices: IOD (lag0 ao lag3), IPO (lag0 ao lag7), Niño1+2 (lag0 ao lag9), Niño3.4 (lag0 ao lag7), Niño4 (lag0 ao lag8), ONI (lag0 ao lag7), PDO (lag0 ao lag6), PSA1 e PSA2 (lag0 e lag0 ao lag1) e SASDI (lag0, lag4 e lag5).

FIGURA 96 – CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES CLIMÁTICOS E A PLUVIOSIDADE (SEM TENDÊNCIA E SAZONALIDADE) PARA RH9

Localização da RH9 Localização da RH9 Localização do síndices Localização do síndices Locali											
RH9	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9	
AAO	-0,1508	-0,0824	-0,0433	-0,0830	-0,0588	-0,0568	-0,0443	0,0289	0,1403	0,0435	
AMO	-0,0201	0,0050	-0,0212	-0,0310	-0,0627	-0,0754	-0,0710	-0,0827	-0,0971	-0,0898	
IASAS	0,3496	0,2050	0,0278	0,0896	0,0822	0,0127	0,1268	0,0427	0,0753	0,0492	
IOD	0,1581	0,1411	0,1028	0,0964	0,0699	0,0657	0,0744	0,0696	0,0392	0,0424	
IPO	0,2530	0,2532	0,2144	0,1934	0,1728	0,1603	0,1293	0,0981	0,0817	0,0693	
ITSMRG2	0,0345	0,0561	0,0675	0,0438	0,0480	0,0394	0,0695	0,0398	0,0477	0,0827	
ITSMRG2+3	-0,0807	-0,0217	0,0005	0,0073	-0,0250	-0,0041	0,0284	0,0571	0,0795	0,1077	
NAO	0,0484	0,0276	-0,1039	-0,0144	0,0400	0,0109	0,0451	-0,0117	0,0760	0,0387	
NINO 1+2	0,2306	0,2485	0,2119	0,1957	0,1709	0,1732	0,1614	0,1373	0,1099	0,0882	
NINO 3	0,2702	0,2738	0,2409	0,21/8	0,1897	0,1812	0,1424	0,0974	0,0688	0,0504	
NINO 3.4	0,2585	0,2508	0,2279	0,2060	0,1760	0,1011	0,1273	0,0892	0,0050	0,0368	
ONU 4	0,1042	0,1015	0,1001	0,1575	0,1303	0,1239	0,1034	0,0930	0,0550	0,0710	
PDO	0,2304	0,2500	0,2322	0,2050	0,1790	0,1347	0,1245	0,0537	0,0008	0,0572	
PD0 PSA1	0.1512	0,0360	0,0664	-0.0335	-0.0409	0.0218	-0.0159	0,0025	-0.0138	0,0363	
PSA1	0 2282	0 1652	0,0004	0.0124	0 1154	0,0210	0.0507	0,0130	0.0044	0.0918	
SAODI	-0.0841	-0.0342	-0.0208	-0.0232	-0.0366	-0.0169	-0.0439	-0.0787	-0.0859	-0.1025	
SASDI	0.1036	0.0759	0.0636	0.0717	0.0942	0.1072	0.0147	-0.0288	-0.0596	-0.0759	
SIOD	-0.0512	-0.0709	-0.1149	-0.1010	-0.0882	-0.0452	-0.0317	0.0312	-0.0311	-0.0432	
TNA	-0,0187	0,0230	-0,0118	-0,0660	-0,0782	-0,0719	-0,0691	-0,1045	-0,1124	-0,1156	
TSA	0,0195	0,0084	-0,0221	-0,0099	-0,0158	0,0014	-0,0462	-0,0406	-0,0669	-0,0662	

*em negrito correlação linear com significância estatística ao nível de 95%. Localização dos índices: adaptado de Souza e Reboita (2021). Elaboração: Goudard (2022).

Em contrapartida, correlação negativa é evidenciada para os índices AAO (lag0), AMO (lag8 e lag9), SIOD (lag2 e lag3) e TNA (lag7 ao lag9). Destaca-se que em face da correlação com os índices sem tendência e sem sazonalidade (<u>APÊNDICE</u> <u>H9</u>) a AMO passa a apresentar correlação negativa com significância estatística do lag5 ao lag9.

5.2.1 Síntese da correlação linear entre a precipitação nas RH identificadas para o clima Subtropical brasileiro e os índices climáticos

Levando em consideração a correlação entre os índices climáticos e as precipitações nas regiões homogêneas definidas na tese, pode-se observar os seguintes aspectos:

- Os índices relativos às regiões do Niño (1+2, 3, 3.4, 4 e ONI) apresentam os valores de correlação linear mais fortes e persistentes com as precipitações das RHs. Para o índice Niño1+2 merecem destaque as regiões RH6 e RH8; para Niño3, Niño3.4 e ONI, RH7 e RH8 se sobressaem; e para o Niño4, RH7 encontra-se com a correlação mais forte. Em síntese, de RH1 a RH6, a região do Niño1+2 apresenta as maiores correlações e em RH7, RH8 e RH9 o Niño3 se destaca.

 Assim como o ONI (Niño3.4), o IPO mostrou-se análogo ao ENOS, com correlação positiva em todas as RHs, com exceção da RH4, em que estas se mostraram sem significância estatística;

- A RH4, localizada no litoral do Paraná, assim como nos mapas de correlação linear com a TSM global, foi a região que apresentou os menores valores de correlação com os índices. Este fato reforça a compreensão de que os condicionantes climáticos locais e regionais são mais relevantes do ponto de vista da variabilidade das precipitações nessa área;

- O índice AAO apresentou correlação negativa em lag0 para todas as RHs, com exceção de RH3 e RH4 (sem correlação). Este fato é condizente com a correlação analisada no item anterior desta tese e com o referencial teórico apresentado. Desse modo, AAO em fase negativa (positiva) se associa com chuvas mais (menos) expressivas na área de estudo;

- No oceano Índico, o IOD apresentou correlação positiva com significância estatística do lag0 ao lag3 nas regiões RH7, RH8 e RH9, ao passo que o SIOD foi marcado por correlação negativa com as precipitações, em geral, do lag1 ao lag4 em RH2, RH5, RH6, RH7, RH8 e RH9. Padrões similares foram observados em relação à correlação com o oceano global, porém, constata-se que os índices, por abarcarem uma área maior de TSM, apresentam correlação mais fraca em comparação às apresentadas no item 5.1 da tese, concentradas em pequenas parcelas de interesse no oceano. Este fato reforça a necessidade de considerar as relações com as oscilações climáticas para além dos seus índices, por meio de investigações em porções específicas de TSM;

No oceano Pacífico, os índices foram associados, essencialmente, à correlação positiva com as chuvas na área de estudo: para a PDO nas regiões RH2 e RH5 a RH9 – com destaque para RH8 e RH9 do lag0 ao lag6; para PSA1 em lag0, sobretudo na RH4; e para o PSA2, no lag3 da RH1 a RH6 e no lag0 e lag1 para RH7 a RH9.

No oceano Atlântico, observaram-se os seguintes aspectos:

 Para o índice SAODI verificaram-se valores de correlação negativa em lag0 para as regiões RH1, RH2, RH5 e RH6; para o SASDI notou-se correlação positiva, com destaque para a RH7, localizada no extremo sudoeste do Rio Grande do Sul;

- O índice ITSMRG2+3, associado às regiões ciclogenéticas, foi marcado por correlação negativa com a pluviosidade da área de estudo no lag0 em RH5 a RH8, ao passo que também foi observada correlação positiva em lag6 e lag7 para RH1, RH2 e RH6; lag8 e lag9 em RH7; e lag6 a lag9 em RH8. Em contrapartida, o ITSMRG2 foi associado a correlação positiva em lag6 e lag7 para RH1 e RH2. Ressalta-se que nem sempre as correlações com significância estatística evidenciadas em lags com grande defasagem temporal (superiores a lag6) apresentam explicações físicas pautadas na interação oceano-atmosfera;

 - A AMO apresentou correlação negativa com significância estatística apenas nas regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9), do lag5 ao lag9.
 Para o índice TNA evidenciaram-se valores de correlação positiva em lag1 para RH5 e correlação negativa do lag5 ao lag9 para RH7, RH8 e RH9;

 O índice IASAS foi associado a correlação positiva em RH7, RH8 e RH9, principalmente, ao passo que as regiões localizadas no litoral da área de estudo (RH3 e RH4) foram marcadas por correlação negativa.

5.3 ÁREAS OCEÂNICAS E ÍNDICES MELHOR CORRELACIONADOS COM A PLUVIOSIDADE DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

Por meio da análise conjugada dos itens 5.1 e 5.2 desta tese, notam-se valores de correlação mais expressivos em termos de intensidade e defasagem temporal no Oceano Pacífico, com relevância para as regiões do Niño. O oceano Índico apresenta dois padrões distintos, com correlação positiva com a pluviosidade da área de estudo para o IOD e negativa para o SIOD. No Atlântico, merecem destaque, sobretudo os índices atrelados ao Dipolo do Atlântico Sul (SAODI e SASDI) e o IASAS. Ressalta-se que os padrões mencionados também foram observados nos mapas de correlação linear com o oceano global.

Além disso, em relação aos índices climáticos, pode-se verificar que da RH1 a RH6, a correlação com os índices do Pacífico é preponderante ao longo da defasagem temporal, ao passo que nas regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9) ocorre maior diversidade de índices que apresentam correlação com significância estatística para a área de estudo.

O QUADRO 11 permite evidenciar a síntese das áreas oceânicas e dos índices climáticos melhor correlacionados com as regiões pluviais homogêneas definidas no clima Subtropical brasileiro. As áreas oceânicas de destaque nos mapeamentos de TSM global que apresentaram correlação linear com significância estatística ao longo da defasagem temporal são as seguintes: regiões do Niño, Pacífico Sul, Bacia do Índico e porções diversas do Atlântico. Cabe ressaltar, que por meio da análise do QUADRO 11, verificam-se maiores similaridades entre os seguintes conjuntos de regiões: I) RH1 e RH2; II) RH3 e RH4; III) RH5 e RH6, e IV) RH7, RH8 e RH9. A região RH4 diferencia-se por apresentar as correlações menos expressivas, bem como por evidenciar correlação mais forte com o Pacífico Sul em detrimento da região do Niño em lag0, como nas demais RHs.

Em relação aos índices climáticos, pode-se citar os seguintes aspectos: destaque para os índices relacionados ao ENOS, o que reforça o fato desta oscilação configurar-se como a principal moduladora das precipitações no clima Subtropical brasileiro. Nas regiões RH1 a RH6, destaca-se o papel dos índices Niño, sobretudo o Niño1+2 e Niño3. Além disso, RH4 apresentou os mesmos padrões descritos para os mapeamentos com a TSM global, com correlação mais forte para PSA1 em comparação aos índices Niño (1+2 e 3) em lag0, conforme ilustrado no QUADRO 11.

QUADRO 11 – SÍNTESE DAS ÁREAS OCEÂNICAS E ÍNDICES CLIMÁTICOS MELHOR CORRELACIONADOS COM AS PRECIPITAÇÕES DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

	ÁREAS OCEÂNICAS - MAPA DE CORRELAÇÃO LINEAR (lag0 com persistência na defasagem temporal)	ÍNDICES CLIMÁTICOS (com base em lag0)
RH1	Região do Niño (correlação positiva), Pacífico Sul (negativa e positiva, respectivamente), costa da África no Atlântico Tropical (negativa) e Bacia do Índico (positiva).	NINO 1+2 (+ lag0 a 6), NINO 3 (+ lag0 a 6), IPO (+ lag0 a 6), ONI (+ lag0 a 6), NINO3.4 (+ lag0 a 6), AAO (- lag0), IASAS (+ lag0, lag2, lag4 e lag5), NINO4 (+ lag0 a lag3 e lag5), SAODI (- lag0).
RH2	Região do Niño (correlação positiva), Pacífico Sul (positiva e negativa, respectivamente), Bacia do Índico (positiva) e costa da África no Atlântico Tropical (negativa).	NINO 1+2 (+ lag0 a lag7), NINO3 (+ lag0 a lag7), IPO (+ lag0 a lag7), ONI (+ lag0 a lag7), NINO3.4 (+ lag0 a lag7), IASAS (+ lag0 e lag5), AAO (- lag0), SAODI (- lag0), PDO (+ lag0 a lag2), PSA1 (+ lag0), NINO4 (+ lag0 a lag5).
RH3	Região do Niño (correlação positiva),PacíficoSul (negativa e positiva,respectivamente),costa do nordestebrasileiro (positiva),Bacia do Índico(positiva),Atlântico Tropical Norte(positiva) e Atlântico Sul (negativa).	NINO 1+2 (+ lag0 a lag9), NINO 3 (+ lag0 a lag7), IPO (+ lag0 a lag7), NINO 3.4 (+ lag0 a lag6), ONI (+ lag0 a lag6), PSA1 (+ lag0), IASAS (- lag0).
RH4	Pacífico Sul (correlação negativa e positiva, respectivamente),Região do Niño (positiva),(positiva),Bacia do Índico (positiva) eAtlântico Tropical Norte (positiva).	PSA1 (+ lag0), NINO 1+2 (+ lag0 a lag5), IASAS (- lag0), NINO 3 (+ lag0 a lag5).
RH5	Região do Niño (correlação positiva), Pacífico Sul (negativa e positiva), costa do nordeste brasileiro (positiva), Bacia do Índico (positiva), costa da África no Atlântico Tropical (negativa) e Atlântico Tropical Norte (positiva).	NINO 1+2 (+ lag0 a lag9), NINO 3 (+ lag0 a lag8), IPO (+ lag0 a lag8), ONI (+ lag0 a lag7), NINO 3.4 (+ lag0 a lag7), PSA1 (+ lag0), SAODI (- lag0), ITSMRG2+3 (- lag0), AAO (- lag0).
RH6	Região do Niño (correlação positiva), Pacífico Sul (positiva), costa do nordeste brasileiro (positiva), Pacífico Sul (negativa), Bacia do Índico (positiva) e Atlântico Tropical Norte (positiva).	NINO 1+2 (+ lag0 a lag8), NINO 3 (+ lag0 a lag7), IPO (+ lag0 a lag7), ONI (+ lag0 a lag7), NINO 3.4 (+ lag0 a lag7), IASAS (+ lag0), SAODI (- lag0), AAO (- lag0), PSA1 (+ lag0), PDO (+ lag0 a lag2), ITSMRG2+3 (- lag0), NINO 4 (+ lag0 a lag6).

RH7	Região do Niño (correlação positiva), Atlântico Tropical Sul (positiva), Pacífico Sul (negativa e positiva, respectivamente), Bacia do Índico (positiva), Bacia da Prata (negativa), Pacífico Norte (negativa), Atlântico – região do Caribe (positiva) e Atlântico Norte (negativa).	 IASAS (+ lag0 a lag2 e lag6), ONI (+ lag0 a lag6), NINO 3 (+ lag0 a lag6), NINO 3.4 (+ lag0 a lag6), IPO (+ lag0 a lag6), PSA2 (+ lag0 a lag1), NINO 1+2 (+ lag0 a lag7), NINO 4 (+ lag0 a lag6), PDO (+ lag0 a lag4), PSA1 (+ lag0), AAO (- lag0), IOD (+ lag0 a lag3), SASDI (+ lag0 a lag3), ITSMRG2+3 (- lag0). NINO 3 (+ lag0 a lag6), NINO 1+2 (+
RH8	Região do Niño (correlação positiva), Atlântico Tropical Sul (positiva), Pacífico Sul (positiva e negativa, respectivamente), Bacia do Índico (positiva), Pacífico Norte (negativa), Bacia da Prata (negativa) e Atlântico Norte (negativa).	lag0 a lag8), IASAS (+ lag0, lag1 e lag3), ONI (+ lag0 a lag6), IPO (+ lag0 a lag6), NINO 3.4 (+ lag0 a lag6), PDO (+ lag0 a lag6), AAO (- lag0 e lag3), ITSMRG2+3 (- lag0 e lag1), PSA1 (+ lag0), PSA2 (+ lag0), NINO 4 (+ lag0 a lag5), IOD (+ lag0 e lag1), SASDI (+ lag0 e lag5).
RH9	Região do Niño (correlação positiva), Atlântico Tropical Sul (positiva), Pacífico Sul (positiva e negativa, respectivamente), Bacia do Índico (positiva), Pacífico Norte (negativa), Atlântico Sul (negativa), Atlântico – região do Caribe (positiva) e Atlântico Tropical Norte (negativa).	IASAS (+ lag0 e lag1), NINO 3 (+ lag0 a lag7), NINO 3.4 (+ lag0 a lag7), ONI (+ lag0 a lag7), IPO (+ lag0 a lag7), NINO 1+2 (+ lag0 a lag9), PSA2 (+ lag0, lag1 e lag4), NINO 4 (+ lag0 a lag8), PDO (+ lag0 a lag6), IOD (+ lag0 a lag3), PSA1 (+ lag0), AAO (- lag0), SASDI (+ lag0, lag4 e lag5).

Elaboração: Goudard (2023).

Nas áreas localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9), notam-se correlações com significância estatística para uma maior diversidade de índices (QUADRO 11), com destaque para IASAS, IOD e SASDI, tendo como base o lag0. Nestas áreas, ainda são verificadas correlações mais fortes com as regiões do Niño3 e 3.4 em lag0, diferenciando-se das RHs localizadas no Paraná e em Santa Catarina.

Cabe ressaltar ainda, que o índice IOD apresenta correlação com significância estatística apenas para RH7, RH8 e RH9, ao passo que porções específicas do oceano Índico foram destacadas na análise dos mapeamentos com a TSM global em todas as RHs. Este fato reforça a necessidade de se explorar as relações oceano-atmosfera para além dos índices existentes e documentados na literatura.

CAPÍTULO 6 – EL NIÑO – OSCILAÇÃO SUL: TIPOLOGIAS E EFEITOS NA VARIABILIDADE PLUVIAL DO CLIMA SUBTROPICAL BRASILEIRO

Este capítulo encontra-se voltado à análise das repercussões dos diferentes tipos de eventos ENOS, segundo classificação realizada na presente pesquisa, sobre a variabilidade pluvial do clima Subtropical brasileiro. Neste sentido, são discutidas as análises compostas de TSM em DJF centradas no Pacífico Equatorial, segundo as tipologias dos eventos. Além disso, as anomalias pluviais mensais e sazonais para cada tipo de ENOS são colocadas em evidência na área de estudo.

6.1 DIFERENTES TIPOLOGIAS DOS ENOS E SEUS EFEITOS NAS PRECIPITAÇÕES

No recorte temporal de análise da presente tese (1976 – 2019), 30 episódios ENOS foram identificados com base no índice ONI, dos quais 16 EN e 14 LN, com diferentes tipologias (EP, CP e MX) e intensidades (QUADRO 12). Esta classificação foi discutida no item <u>2.2.6 Definição e análise das tipologias dos ENOS</u> da presente tese.

El Niño (EN)	Tipo (DJF)	Intensidade	La Niña (LN)	Tipo (DJF)	Intensidade
1976 – 1977	EP	Fraca	1975 - 1976	MX	Forte
1977 – 1978	СР	Fraca	1983 - 1984	MX	Fraca
1979 - 1980	MX	Fraca	1984 - 1985	EP	Fraca
1982 - 1983	EP	Muito forte	1988 – 1989	MX	Forte
1986 - 1987	MX	Moderada	1995 - 1996	MX	Moderada
1987 - 1988	MX	Forte	1998 – 1999	CP	Forte
1991 - 1992	MX	Forte	1999 – 2000	MX	Forte
1994 - 1995	СР	Moderada	2000 – 2001	CP	Fraca
1997 - 1998	EP	Muito forte	2005 - 2006	EP	Fraca
2002 - 2003	MX	Moderada	2007 - 2008	MX	Forte
2004 - 2005	СР	Fraca	2008 - 2009	CP	Fraca
2006 - 2007	MX	Fraca	2010 - 2011	MX	Forte
2009 - 2010	MX	Moderada	2011 - 2012	СР	Moderada
2014 - 2015	СР	Fraca	2017 - 2018	EP	Fraca
2015 - 2016	EP	Muito Forte			
2018 - 2019	MX	Fraca			

QUADRO 12 – ENOS: TIPOLOGIA E INTENSIDADE

Elaboração: Goudard (2022).

Destaca-se que a categorização das tipologias presente no QUADRO 12 diferencia-se de Tedeschi (2013) e Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015; 2016) em função do período de análise, das bases de dados e da climatologia (neste estudo considerou-se as anomalias com base na normal climatológica de 1991-2020). Além disso, nos estudos mencionados não são considerados os eventos Mix. Nesta tese, a classificação realizada optou por considerar como EP e CP apenas os episódios que não apresentaram sobreposições espaciais consideráveis, para melhor caracterizar as diferentes tipologias dos ENOS, de modo que os eventos MX figuram como predominantes ao longo do recorte temporal do estudo (QUADRO 12).

Dos eventos com ocorrência entre 1976 e 2019, 7 foram categorizados como EP (4 EN e 3 LN), 8 como CP (4 EN e 4 LN) e 15 como MX (8 EN e 7 LN). Destacase que os eventos EP apresentam as máximas anomalias de TSM na região do Niño3 adaptada (conforme item <u>2.2.6</u>), ao passo que os CP se localizam em Niño4 e os MX configuram-se como aqueles definidos por sobreposições entre as regiões Niño3 e Niño4 ao longo da evolução espaço-temporal do fenômeno (junho 0 a maio +1, com destaque para a fase madura D0JF+1) – FIGURA 97.

Dessa forma, por meio das configurações espaciais presentes na FIGURA 97, nota-se que os padrões oceânicos associados aos eventos CP (FIGURA 97E e F) são deslocados para oeste quando comparados com aqueles associados aos EP, situados mais a leste (FIGURA 97A e B). Estes processos apresentam reflexos do ponto de vista da atmosfera, no que se refere aos movimentos ascendentes e descendentes da célula de circulação de Walker.

Chen *et al.* (2015) sugerem que as diversidades, assimetrias e extremos dos El Niños resultam, além dos fatores atmosféricos e oceânicos previamente conhecidos e discutidos na literatura, de intensas rajadas de vento de oeste atreladas aos distúrbios atmosféricos no Pacífico Equatorial. Desse modo, a existência destas rajadas é favorável ao desenvolvimento de eventos canônicos e fortes, tais como os de 1982-1983 e 1997-1998, analisados pelos autores.

Análises de Kao e Yu (2009) sinalizam que os ENOS EP estão associados com processos acoplados oceano-atmosfera de oscilador defasado, sendo dependentes das variações da termoclina para sua geração e para a inversão de fase, ao passo que os ENOS CP apresentam o seu desenvolvimento condicionado a partir da superfície e das forçantes da atmosfera local, tais como a MJO e as monções da Ásia e da Austrália. Assim, estas dinâmicas se refletem em variações dos efeitos destas tipologias tanto a nível oceânico, como atmosférico.

Desse modo, considerando a assinatura espacial da composição das anomalias de TSM para as diferentes tipologias dos ENOS presentes na FIGURA 97, pode-se notar que as anomalias de ENEP (FIGURA 97A) são mais fortes e extensas espacialmente em relação a ENMX (FIGURA 97C) e ENCP (FIGURA 97E). No caso das La Niñas, as LNMX (FIGURA 97D) apresentam anomalias mais expressivas em comparação à LNEP (FIGURA 97B) e LNCP (FIGURA 97F). Ressalta-se, assim como em Tedeschi (2013), que a separação das tipologias de LN é mais complexa em comparação aos eventos EN, dado que a maioria apresenta características de sobreposições entre as regiões do Niño3 e Niño4 ao longo da evolução temporal do fenômeno.

FIGURA 97 – COMPOSTOS DE ANOMALIAS DE TSM EM DJF PARA AS TIPOLOGIAS DE ENOS NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020



Elaboração: Goudard (2022). Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%.

A FIGURA 97 ainda permite verificar o padrão em forma de ferradura ou *boomerang* (WANG *et al.*, 2000) entre as anomalias de TSM do Pacífico Equatorial norte e sul. Nos eventos EN (LN) existem anomalias negativas (positivas) no Pacífico norte e sul. Esse processo ocorre em todos os ENOS, mas com anomalias mais fortes em LNCP (FIGURA 97F) e ENEP (FIGURA 97A), corroborando com estudos de Tedeschi (2013) e Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016), sobretudo no que se refere às composições para LNCP.

Com relação aos aspectos atmosféricos relacionados à tipologia dos ENOS, Hill *et al.* (2011) enfatizaram que em resposta ao deslocamento das anomalias de TSM entre os eventos EP e CP, a circulação em grande escala (célula de Walker) também é deslocada pela atmosfera. O deslocamento das máximas anomalias de TSM faz com que os movimentos ascendentes sobre o Pacífico Tropical sejam mais intensos e se estendam por uma região maior durante o ENEP em detrimento dos ENCP. No caso dos anos de LN, o movimento descendente sobre o Pacífico é mais intenso durante a LNCP em comparação com a LNEP, assim como apontado em Tedeschi (2013). Estes fatores podem explicar as variações pluviais na área de estudo desta tese descritas ao longo deste capítulo.

A alteração das máximas anomalias de TSM associada aos eventos ENOS também apresenta efeitos combinados com outros modos de variabilidade documentados na literatura, tais como a PDO e a AMO, abordados no âmbito do referencial teórico desta tese, nos itens <u>1.2.1.3 Oscilação Decenal do Pacífico (PDO)</u>, <u>1.2.1.6 Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO)</u> e <u>1.2.1.10 Sobreposição e efeitos combinados de modos de variabilidade interanuais e interdecenais</u>. Desse modo, constata-se que a variabilidade espacial da TSM presente na FIGURA 97 pode estar associada e pode ser explicada por meio da modulação de outras oscilações.

Além disso, diversos estudos vêm destacando o aumento da frequência dos eventos CP nas últimas décadas, mesmo com controvérsias e necessidades de maiores investigações (ASHOK *et al.*, 2007; LEE e MCPHADEN, 2010; MCPHADEN *et al.*, 2011; YU e KIM, 2013; CAI *et al.* 2020), que ora são atribuídas às alterações de fase das oscilações acima mencionadas (KAYANO, ANDREOLI e SOUZA, 2020; KAYANO e ANDREOLI, 2021; KAYANO *et al.*, 2022), ora às relações com potenciais efeitos das mudanças climáticas, tais como os estudos de Yeh *et al.* (2009).

No contexto das classificações dos ENOS presentes no QUADRO 12, ainda que em sua grande maioria estes tenham sido classificados como MX, podem-se notar
ocorrências mais expressivas dos eventos CP, principalmente na década de 1990 até o final da série história. Este fato corrobora com o estado da arte relacionado à temática e merece investigações futuras.

Neste sentido, constata-se que apesar de progressos significativos na observação, compreensão e simulação do ENOS nas últimas décadas, análises dos efeitos de diferentes tipologias desses eventos na pluviosidade regional ainda são necessárias. Partindo-se destas perspectivas, os itens a seguir colocam em evidência os compostos de anomalias pluviais sazonais e mensais, bem como análises de ômega, umidade, ventos e altura geopotencial em baixos e altos níveis para as tipologias dos ENOS no clima Subtropical brasileiro.

6.1.1 Eventos de El Niño

A análise da composição das anomalias sazonais de precipitação para os ENEP (ver os anos correspondentes no QUADRO 12) permite constatar aumentos pluviais em todas as estações do ano, com destaque para SON (0) na integralidade da região sul do Brasil (FIGURA 98D). Cabe destacar que poucas regiões apresentaram significância estatística ao nível de 90% para os mapeamentos realizados dos EN, o que também foi evidenciado em composições que consideraram a totalidade de AS (TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015; 2016).

Em JJA (0) os aumentos pluviais são mais expressivos no estado do Paraná e na costa sudeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 98A). No verão (D0JF+1), as anomalias pluviais positivas se destacam na porção sul da área de estudo, com destaque para o Rio Grande do Sul (FIGURA 98G). Em MAM (+1) as configurações das anomalias pluviais são semelhantes às demais estações do ano, com evidência para os estados do Paraná e Santa Catarina (FIGURA 98J).

No que se refere aos ENMX (ver os anos correspondentes no QUADRO 12) notam-se diminuições pluviais na divisa do Paraná e Santa Catarina em JJA (0) - (FIGURA 98B). Em SON (0), as anomalias positivas são mais expressivas no sudoeste da área de estudo, porém sem significância estatística (FIGURA 98E). No verão notam-se anomalias negativas em porções do estado do Paraná e de Santa Catarina (FIGURA 98H). No outono, aumentos pluviais se destacam no centro-sul do Paraná e em grande parcela de Santa Catarina (FIGURA 98K). Pode-se notar que em ENMX as anomalias são menos intensas em comparação a ENEP.

As anomalias sazonais de precipitação para os ENCP (ver os anos correspondentes no QUADRO 12) apresentam padrões distintos dos evidenciados em ENEP e ENMX, com a predominância de anomalias pluviais negativas, porém com poucas áreas com significância estatística. As estações com maiores variações de padrões entre os ENEP e ENCP configuram-se como sendo D(0)JF+1 (FIGURA 98I) e MAM+1 (FIGURA 98L). No outono, as anomalias negativas predominam em toda a extensão da área de estudo, porém com significância estatística apenas no sul do Rio Grande do Sul (FIGURA 98L), demonstrando um padrão contrário ao que acontece em ENEP e ENMX.

Os aportes da literatura enfatizam que as variações das tipologias dos ENOS decorrem de uma mudança nos padrões de circulação atmosférica em grande escala: a célula de Walker nos trópicos, as ondas de Rossby nos extratrópicos e a circulação do jato de baixos níveis e das correntes de jato, assim como documentado em Grimm (2009), Tedeschi (2013), Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016), Kayano *et al.* (2016), Cai *et al.* (2020), dentre outros.

Os ENEP refletem as condições mais frequentes descritas na literatura quanto aos eventos ENOS, com aumentos pluviais no sul do Brasil, sobretudo na primavera e verão, como destacam Grimm (2009a) e Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016). As precipitações mais expressivas em SON (0) decorrem de uma intensificação do jato de baixos níveis, possibilitando mais umidade para os subtrópicos e, consequentemente, intensificação das chuvas (TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015, 2016; CAI *et al.*, 2020). Além disso, as anomalias de TSM são mais fortes em ENEP em comparação a ENCP (FIGURA 97), o que também pode ser um fator explicativo das variações das chuvas associadas a estes eventos.

Andreoli *et al.* (2016) e Cai *et al.* (2020) também destacam a intensificação da alta da Bolívia, do jato de baixos níveis sul-americano e da ZCAS em contextos de ENEP, de modo a contribuir para o aumento das chuvas, principalmente no sudeste e sul do Brasil. Além disso, a estrutura de dipolo típica dos eventos ENOS, com aumento (diminuição) das precipitações no sudeste (nordeste) da América do Sul é mais acentuada em ENEP em relação a ENCP, como pontuam diversos estudos acerca da temática (TEDESCHI, GRIMM e CAVALCANTI, 2015, 2016; KAYANO *et al.*, 2016; ANDREOLI *et al.*, 2016). Cai *et al.*, (2020) também enfatizam que o padrão PSA, em geral, é mais forte nos eventos canônicos.

FIGURA 98 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENEP, ENMX E ENCP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020



Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).

Em relação à variabilidade mensal dos ENEP (FIGURA 99), pode-se notar padrões similares à análise sazonal, com aumentos pluviais em praticamente todos os meses, sendo que novembro (FIGURA 99F), fevereiro (FIGURA 99I), março (FIGURA 99J) e abril (FIGURA 99K) se destacam em termos de anomalias positivas com significância estatística no clima Subtropical brasileiro.

O mês de novembro (FIGURA 99F) configura-se como sendo aquele com as maiores anomalias pluviais positivas no sul do Brasil, corroborando com estudos de Grimm (2009b, 2021b), ao afirmar que os efeitos dos ENOS são mais expressivos no contexto da primavera, sendo esta a estação mais propícia às teleconexões com o oceano Pacífico e, portanto, com efeitos mais fortes em termos de precipitações.

Em contrapartida, julho (FIGURA 99B), setembro (FIGURA 99D), janeiro (FIGURA 99H) e maio (FIGURA 99L) apresentam anomalias pluviais negativas em algumas porções da área de estudo, em grande parte sem significância estatística. As diminuições são mais extensas espacialmente em setembro (FIGURA 99D), sobretudo, no leste do Paraná e Santa Catarina e em grande parcela do Rio Grande do Sul, porém sem significância estatística para a área de estudo.

Estes resultados encontram-se de acordo com as análises de Tedeschi (2013), que apontam que em setembro há uma inversão de padrão no sul do Brasil, com diminuição de precipitações, ao contrário do que é observado nos demais meses. As anomalias pluviais negativas no norte da região em janeiro (FIGURA 99D) também são documentadas em Grimm (2003).

Em relação aos dados das regiões pluviais homogêneas (FIGURA 100), podese notar que estes corroboram com os padrões apontados pelos dados do GPCC (FIGURA 99), com anomalias positivas de chuva em praticamente todos os meses, com exceção de setembro (FIGURA 100D), de maneira mais ampla.

Em junho, outubro, novembro, janeiro, fevereiro e abril todas as RHs apresentam aumentos nos compostos mensais de ENEP (FIGURA 100). Em contrapartida, foram constatadas diminuições pluviais nos seguintes meses e RHs: julho (RH4 e RH7 – FIGURA 100B), agosto (RH4 – FIGURA 100C), setembro (RH3, RH4, RH5, RH6, RH7 e RH8 – FIGURA 100E), dezembro (RH4 – FIGURA 100G), março (RH4 – FIGURA 100J) e maio (RH3 e RH9 – FIGURA 100L). Ressalta-se que os padrões apresentados pelos dados do GPCC são coerentes com os dados das estações pluviais utilizadas na tese.



FIGURA 99 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENEP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).

mm

mm

FIGURA 100 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENEP POR REGIÕES HOMOGÊNEAS NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Elaboração: Goudard (2022).

No que se refere aos ENMX, os compostos sazonais (FIGURA 98) demonstram anomalias pluviais menos expressivas em comparação aos ENEP, com aumentos pluviais na primavera, verão e outono em porções determinadas no clima Subtropical brasileiro.

Em relação à variabilidade mensal (FIGURA 101), anomalias pluviais positivas são constatadas, principalmente, nos meses de novembro (0) e maio (+1) – FIGURA 101F e FIGURA 101L, sendo que no primeiro caso estas concentram-se no Rio Grande do Sul (porção sul da área de estudo) e no segundo, na divisa entre Paraná e Santa Catarina. Os meses de agosto (FIGURA 101C), setembro (FIGURA 101D), dezembro (FIGURA 101G), fevereiro (FIGURA 101I) e abril (FIGURA 101K) também apresentam áreas com aumentos pluviais.

Em contrapartida, junho (FIGURA 101A), julho (FIGURA 101B), outubro (FIGURA 101E) e janeiro (FIGURA 101H) são marcados por anomalias negativas de precipitação em porções da área de estudo, concentrando-se, respectivamente, no estado do Paraná, Santa Catarina e sul do Rio Grande do Sul em junho; no sul do Paraná e oeste de Santa Catarina em julho; no Rio Grande do Sul em outubro; e no Paraná (sudoeste) e Santa Catarina (oeste e litoral) em janeiro.

Do ponto de vista dos dados das estações pluviométricas e das regiões homogêneas definidas na tese (FIGURA 102), pode-se notar padrões espaciais semelhantes aos evidenciados pelos dados do GPCC (FIGURA 101) no que se refere às áreas de aumentos e diminuições pluviais.

Em junho e julho, todas as RHs com exceção da RH7 apresentaram anomalias negativas de chuva (FIGURA 102A e FIGURA 102B), ao passo que em novembro e abril, foram evidenciados aumentos pluviais em todas as RHs (FIGURA 104F e FIGURA 102K).

Nos demais meses e RHs foram identificados os seguintes padrões: agosto (aumentos em todas as RHs, com exceção de RH3 e RH4 – FIGURA 102C); setembro (diminuições apenas em RH3 – FIGURA 102D); outubro (anomalias negativas em RH2, RH7 e RH9 – FIGURA 102E); dezembro e fevereiro (chuvas menos expressivas em RH3 e aumentos nas demais RHs – FIGURA 102G e FIGURA 102I); janeiro (aumentos em RH4, RH7, RH8 e RH9, e diminuições nas demais regiões – FIGURA 102H); março (anomalias pluviais positivas em RH1, RH7 e RH9 – FIGURA 102J); e maio (diminuições pluviais apenas em RH7 – FIGURA 102L).



FIGURA 101 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENMX NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).

FIGURA 102 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENMX POR REGIÕES HOMOGÊNEAS NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Elaboração: Goudard (2022).

Em relação aos eventos categorizados como ENCP, os compostos sazonais (FIGURA 98) destacam o predomínio de anomalias negativas de precipitação, sobretudo, em MAM (+1). Este fato evidencia um padrão oposto aos ENEP.

Em termos mensais (FIGURA 103), os compostos para os ENCP são marcados por anomalias positivas de precipitação nos meses de junho (sobretudo no oeste do Paraná e Santa Catarina – FIGURA 103A), julho (sul do Rio Grande do Sul – FIGURA 103B), outubro (extremo sudeste do Rio Grande do Sul – FIGURA 103B), outubro (extremo sudeste do Rio Grande do Sul – FIGURA 103E), novembro (oeste do Paraná – FIGURA 103F) e janeiro (noroeste do Paraná, principalmente – FIGURA 103H). Destes, apenas outubro e novembro apresentam áreas com significância estatística.

Os meses que se destacam em face das diminuições nas médias pluviais são: agosto (Paraná e sul do Rio Grande do Sul – FIGURA 103C), fevereiro (toda a região subtropical brasileira, sobretudo oeste do Paraná e de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul (com significância estatística – FIGURA 103I) e abril (toda a região sul do Brasil, principalmente no sul do Rio Grande do Sul – FIGURA 103K).

No que se refere às regiões homogêneas (FIGURA 104), os compostos mensais assemelham-se aos verificados com os dados do GPCC (FIGURA 103). Neste sentido, notam-se predomínios de anomalias negativas de chuva na área de estudo, com exceção de junho (FIGURA 104A), julho (FIGURA 104B), novembro (FIGURA 104F) e janeiro (FIGURA 104H), meses em que a maioria das RHs apresentaram aumentos pluviais.

Em contrapartida, nos meses de agosto (FIGURA 104C), fevereiro (FIGURA 104I) e abril (FIGURA 104K) todas as RHs do clima Subtropical brasileiro apresentaram chuvas abaixo da média em ENCP. Em outubro (FIGURA 104E), março (FIGURA 104J) e maio (FIGURA 104L), apenas as regiões RH9, RH1 e RH7 demonstram aumento de precipitações, respectivamente.

Cabe ressaltar que, as mudanças de padrões, sobretudo em MAM (+1) dos compostos de ENCP em relação a ENEP, advém de um enfraquecimento do jato de baixos níveis, culminando na diminuição dos fluxos de umidade para a região sul do Brasil. Estes resultados são consistentes com análises centradas na AS de Brito (2011); Hill *et al.*, (2011), Tedeschi (2013), Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016), Cai *et al.* (2020), dentre outros.



FIGURA 103 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENCP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).

FIGURA 104 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ENCP POR REGIÕES HOMOGÊNEAS NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Elaboração: Goudard (2022).

A análise conjugada das anomalias pluviais sazonais em EN (FIGURA 98) e dos compostos sazonais de anomalias de ômega em 200 hPa (FIGURA 105) permite constatar padrões semelhantes.

De maneira geral, constatam-se movimentos ascendentes (valores negativos em verde) em todas as estações para os ENEP (FIGURA 105), com destaque para SON(0) - FIGURA 105D e D(0)JF(+1) - FIGURA 105G, corroborando com os mapeamentos de anomalias pluviais mais expressivas na primavera e verão austral.

No contexto dos ENMX, notam-se padrões similares entre o comportamento das precipitações e dos movimentos ascendentes, sobretudo em SON(0) - FIGURA 105E e D(0)JF(+1) - FIGURA 105H, porém sem significância estatística. Em JJA(0) - FIGURA 105B os movimentos descendentes (valores positivos em marrom) são mais expandidos espacialmente que as anomalias pluviais, concentradas na porção centronorte da área de estudo (FIGURA 98B).

Os ENCP apresentam correspondências entre os compostos de ômega e as anomalias de precipitação, principalmente em MAM (+1) - FIGURA 105L (ainda que sem significância estatística), sendo esta estação marcada por anomalias pluviais negativas e movimentos descendentes (sem significância estatística). Ressalta-se que o outono se configura como a estação com a maior variação entre os padrões de ENEP e ENCP, com aumentos pluviais e diminuições, respectivamente.

No que se refere ao mapeamento dos compostos de anomalia da divergência de umidade verticalmente integrada (FIGURA 106), constatam-se padrões análogos aos descritos para as anomalias de ômega, de modo que se evidenciam fluxos de umidade convergente (valores negativos em roxo) para todas as sazonalidades de ENEP (FIGURA 106).

Para os ENMX, os padrões de umidade mostram-se mais coerentes em relação às anomalias de precipitação do que os valores de ômega, visto que em JJA (0) - FIGURA 106B, verificam-se umidades divergentes (valores positivos em amarelo) na porção centro-norte da área de estudo, os quais não foram bem reproduzidos nos compostos de ômega para o mesmo período.

Do ponto de vista dos ENCP, os compostos de umidade representaram bem as anomalias pluviais sazonais, com anomalias positivas e umidade convergente em JJA (0) - FIGURA 106C e predomínio de precipitações abaixo da normal climatológica e umidade divergente em D(0)JF(+1) - FIGURA 106I e MAM (+1) - FIGURA 106L.



FIGURA 105 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE OMEGA EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE EN NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Valores negativos em verde se referem a movimento ascendentes e valores positivos em marrom, a movimentos descendentes Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

FIGURA 106 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE DIVERGÊNCIA DE UMIDADE VERTICALMENTE INTEGRADA MÉDIA PARA OS DIFERENTES TIPOS DE EN NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Valores em roxo são negativos (umidade convergente) e valores em amarelo são positivos (umidade divergente). Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

Os mecanismos atmosféricos atrelados às tipologias dos ENs são explorados nos mapeamentos de linhas de corrente e intensidade dos ventos em baixos (850 hPa – FIGURA 107) e altos (200 hPa – FIGURA 108) níveis, nos ventos zonais (200 hPa – FIGURA 109) e na altura geopotencial (200 hPa – FIGURA 110).

Para os períodos mais chuvosos de ENEP (SON0, sobretudo), nota-se o JBN melhor estruturado (FIGURA 107D) e o fortalecimento do jato subtropical em torno de 30°S sobre a América do Sul (FIGURA 108D e FIGURA 109D). Esta configuração e o acoplamento do jato subtropical e do JBN podem intensificar os ciclones extratropicais, as frentes frias e os sistemas convectivos de mesoescala na região, assim como apontam Silva Dias (1987) e Tedeschi *et al.* (2013). Além disso, de acordo com Martinez e Solman (2022), o fortalecimento do jato subtropical está associado a eventos de precipitação extrema no sudeste da América do Sul, o que é coerente com os padrões pluviais encontrados para ENEP no clima Subtropical brasileiro, sobretudo na primavera e no verão (FIGURA 98D e FIGURA 98G).

Autores como Silva e Ambrizzi (2006) enfatizam que nos EN fortes, os compostos JBN seguem um caminho ligeiramente posicionado ao sul da circulação climatológica, com o jato máximo sobre o norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil. Durante os eventos fracos, os JBNs são deslocados para a zona climatológica da ZCAS. Assim, nota-se que durante os ENEP, predominantemente fortes e extremamente fortes (QUADRO 12), as anomalias positivas de precipitação são mais evidentes no sul do Brasil (FIGURA 98) em todas as estações do ano.

Em D0JF+1 e MAM+1, as anomalias pluviais positivas de precipitação (FIGURA 98G e FIGURA 98J) encontram-se localizadas à jusante ou a leste do cavado de altos níveis, em formato de U invertido no HS (FIGURA 108G e FIGURA 108J), de modo a favorecer as precipitações na área de estudo.

Nos eventos ENMX, notam-se padrões semelhantes, porém mais fracos (FIGURA 107 e FIGURA 108 – segunda coluna) em comparação aos ENEP, o que pode explicar as anomalias pluviais positivas de menor intensidade verificadas nessa tipologia. Em contrapartida, nos eventos ENCP, marcados pela predominância de precipitações abaixo da média (FIGURA 98 – terceira coluna), constatam-se enfraquecimentos dos JBN (FIGURA 107 – terceira coluna), promovendo menos transporte de umidade proveniente da Amazônia e do Atlântico Tropical, bem como o posicionamento do jato subtropical em latitudes mais elevadas (por volta de 40°S), o que dificulta as precipitações (FIGURAS 108 e 109 – terceira coluna).

EN MX **EN CP** EN EP JJA (0) - (B) JJA (0) - (C) JJA (0) - (A) SON (0) - (D) SON (0) - (E) SON (0) - (F) D(0)JF(+1) - (G) D(0)JF(+1) - (H) D(0)JF(+1) - (I) MAM (+1) - (J) MAM (+1) - (K) MAM (+1) - (L) m/s 2.5 N S 3.5 4 0.5 1.5 4.5

FIGURA 107 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE VENTO (LINHAS DE CORRENTE) E INTENSIDADE EM 850 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE EN NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Elaboração: Goudard (2023).

FIGURA 108 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE VENTO (LINHAS DE CORRENTE) E INTENSIDADE EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE EN NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Elaboração: Goudard (2023).

Em termos de anomalias de vento zonal em 200 hPa (FIGURA 109), pode-se notar as correntes de jato melhor estruturadas e mais intensas nos ENEP (FIGURA 109 – primeira coluna). Estas condições são verificadas apenas na primavera para ENMX (FIGURA 109E) e ENCP (FIGURA 109F), o que explica as anomalias pluviais positivas dos períodos mencionados para estas tipologias de EN (FIGURA 98).





Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

No que se refere às anomalias de altura geopotencial em 200 hPa (FIGURA 110), constam-se, em geral, que os trens de ondas de Rossby durante os ENs fortes (ENEP – primeira coluna) mostram maior amplitude e ondas melhor estruturadas, o que contribui para as precipitações mais expressivas e para a variabilidade pluvial entre as tipologias dos ENs.





Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

6.1.2 Eventos de La Niña

A análise dos compostos sazonais para as La Niñas (FIGURA 111) permite constatar que existem alterações das intensidades das anomalias entre as tipologias dos ENOS e também das estações do ano mais afetadas.

Nas LNEP (ver anos correspondentes no QUADRO 12), notam-se anomalias positivas de chuva em porções do clima Subtropical em JJA (0) e SON (0) – FIGURA 111A e FIGURA 111D, com poucas áreas com significância estatística. No verão – FIGURA 111G e no outono – FIGURA 111J predominam anomalias pluviais negativas, sendo estas mais expressivas espacialmente e em intensidade no verão, com concentrações, sobretudo, no leste do Paraná e Santa Catarina e no Rio Grande do Sul (FIGURA 111G). No outono estes processos são mais evidentes no sul do Paraná e em grande parte de Santa Catarina, com significância estatística apenas em uma pequena porção do sul de Santa Catarina (FIGURA 111J).

Para as LNMX (ver anos correspondentes no QUADRO 12), notam-se precipitações acima da média em D(0)JF(+1) no leste do Paraná e de Santa Catarina e abaixo da média no sudoeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 111H). Em contrapartida, anomalias negativas de chuva são predominantes em SON (0) e MAM (+1) – FIGURA 111E e FIGURA 111K, sendo mais expressivas em extensão e intensidade na primavera, apresentando concentrações no oeste e sul da área de estudo, com destaque para o estado do Rio Grande do Sul.

Os compostos sazonais de LNCP (ver anos correspondentes no QUADRO 12) permitem evidenciar aumentos pluviais, sobretudo, no estado do Paraná (FIGURA 111C) e no leste de Santa Catarina (FIGURA 111F) em JJA (0) e SON (0), respectivamente, porém constatam-se poucas áreas com significância estatística. Cabe ressaltar que em SON (0) notam-se também diminuições das precipitações no sul da área de estudo (FIGURA 111F).

No verão (D0JF+1) e outono (MAM+1), as anomalias negativas de chuva se destacam, sobretudo, no oeste da área de estudo (FIGURA 111I e FIGURA 111L). Em MAM (+1) estes processos são mais expressivos em termos de intensidade, com anomalias mais fortes, principalmente, no oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 111L). Assim, pode-se notar que as anomalias negativas são mais evidentes no verão para LNEP, na primavera para LNMX e no outono para LNCP.

FIGURA 111 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA AS LNEP, LNMX E LNCP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020



Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).

De acordo com apontamentos da literatura, as variações dos efeitos das tipologias de LN nas precipitações do clima Subtropical brasileiro decorrem de mudanças na célula de Walker, no padrão PSA e no fortalecimento (enfraquecimento) dos jatos de baixos e altos níveis que transportam mais (menos) umidade para a região, como evidenciado em estudos de Tedeschi (2013), Andreoli *et al.,* (2016), Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016) e Cai *et al.* (2020).

No que se refere aos compostos mensais das anomalias para LNEP (FIGURA 112) verificam-se anomalias pluviais positivas mais expressivas nos seguintes meses: junho – oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 112A), agosto – sul do Paraná e totalidade de Santa Catarina (FIGURA 112C), outubro – oeste do Paraná e Santa Catarina, norte e leste do Rio Grande do Sul (FIGURA 112E) e março – oeste do Paraná, principalmente (FIGURA 112J).

Em termos de diminuições pluviais associadas às LNEP colocam-se em evidência os seguintes meses: julho – toda a região sul, com destaque para o centrosul do Paraná, oeste de Santa Catarina e leste do Rio Grande do Sul (FIGURA 112B), novembro – sul do Rio Grande do Sul (FIGURA 112F), dezembro – Santa Catarina (porção oeste e leste, sobretudo) e Rio Grande do Sul (FIGURA 112G), janeiro – principalmente leste do Paraná e Santa Catarina e sul do Rio Grande do Sul (FIGURA 112H), fevereiro – porção sul do Rio Grande do Sul (FIGURA 112I) e maio – estado do Paraná e Santa Catarina (FIGURA 112L). Cabe ressaltar que os meses de julho, dezembro, janeiro, fevereiro e maio configuram-se como os que apresentam as anomalias pluviais negativas mais expressivas na área de estudo.

No contexto dos dados das estações pluviais (FIGURA 113), verificam-se padrões semelhantes aos do GPCC (FIGURA 112). Os meses de julho, janeiro, fevereiro, abril e maio apresentam anomalias pluviais negativas em todas as regiões homogêneas da tese (FIGURA 113), ao passo que os meses de junho (RH1 – FIGURA 113A), agosto (FIGURA 113C), outubro (RH4 e RH7 – FIGURA 113E) e março (RH3 – FIGURA 113J) são marcados pelo predomínio de precipitações acima da média em todas as RHs, com exceção das destacadas entre parênteses.



FIGURA 112 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA AS LNEP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).





Elaboração: Goudard (2022).

Do ponto de vista das LNMX, os compostos sazonais (FIGURA 111) demonstraram anomalias positivas de precipitações no inverno (ano 0) e no verão, em detrimento da primavera (ano 0) e outono (ano +1), com precipitações abaixo da média climatológica em grande parte da área de estudo.

Os compostos mensais das anomalias de chuva para LNMX presentes na FIGURA 114 seguem o mesmo padrão evidenciado na análise sazonal. Dessa forma, precipitações acima da média climatológica são verificadas de maneira mais expressiva nos seguintes meses: julho – destaque para o estado de Santa Catarina, porém sem significância estatística (FIGURA 114B) e janeiro – litoral do Paraná e Santa Catarina em evidência (FIGURA 114H). Os meses de setembro, dezembro e março também apresentaram porções espaciais com anomalias positivas de precipitação no clima Subtropical brasileiro (FIGURA 114).

As precipitações abaixo da média climatológica predominam na área de estudo, com destaque para os seguintes meses: junho – noroeste do Rio Grande do Sul (FIGURA 114A), agosto – estado do Paraná (FIGURA 114C), outubro – oeste do Paraná e Rio Grande do Sul em totalidade (FIGURA 114E), novembro – oeste da área de estudo, sobretudo no estado do Rio Grande do Sul (FIGURA 114F), dezembro – Rio Grande do Sul (FIGURA 114G) e maio – estado do Paraná, sobretudo (FIGURA 114L). Ressalta-se que dentre estes meses, agosto, outubro, novembro, dezembro e maio são os mais expressivos em déficits pluviais.

Do ponto de vista dos dados das estações pluviométricas e das regiões homogêneas definidas na tese (FIGURA 115), os meses de julho (FIGURA 115B), janeiro (RH1 – FIGURA 115H), fevereiro (RH7, RH8 e RH9 – FIGURA 115I) e março (RH7 e RH9 – FIGURA 115J) apresentam a maior parte das RHs com anomalias pluviais positivas, com exceção das destacadas entre parênteses. Em contrapartida, os demais meses se destacam em termos de diminuições das precipitações, sobretudo os meses de agosto, outubro, novembro, abril e maio, nos quais a totalidade ou a grande parte das RHs são associadas às anomalias negativas de precipitação (FIGURA 115). Os meses de junho (FIGURA 115A), setembro (FIGURA 115D) e dezembro (FIGURA 115G) apresentam RHs com anomalias positivas e negativas, assim como no contexto dos dados do GPCC (FIGURA 114).



FIGURA 114 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA AS LNMX NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).





Elaboração: Goudard (2022).

Em relação às LNCP, os compostos sazonais de anomalias de precipitação (FIGURA 111) colocam em evidência diminuições das chuvas no verão (D0JF+1) e outono (MAM+1), ao passo que se notam aumentos em JJA (0) e SON (0) em algumas porções da área de estudo da presente tese.

A análise dos compostos mensais para as LNCP (FIGURA 116) permite constatar padrões similares àqueles apresentados no recorte sazonal. Dessa forma, valores de precipitação superiores à média climatológica são evidenciados, sobretudo, nos meses de agosto (Paraná e Santa Catarina – FIGURA 116C), setembro (Santa Catarina e sul do Paraná – FIGURA 116D) e outubro (sul do Paraná, oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul – FIGURA 116E). Nos meses de junho, julho, novembro, janeiro, fevereiro e abril notam-se também algumas porções marcadas por aumentos pluviais.

As anomalias pluviais negativas se destacam nos meses de novembro (FIGURA 116F), dezembro (FIGURA 116G), março (FIGURA 116J) e maio (FIGURA 116L), com maior expressividade nas seguintes regiões da área de estudo: grande parte sul do Brasil (sobretudo porção oeste) em novembro; norte e oeste do Paraná e no Rio Grande do Sul em dezembro; oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul em março; e totalidade da área de estudo, com destaque para o Rio Grande do Sul em maio. Os meses de novembro (FIGURA 116F) e dezembro (FIGURA 116G) são os que apresentam as anomalias mais intensas para o clima Subtropical brasileiro.

Do ponto de vista dos dados das estações pluviométricas utilizadas na presente tese e da sua categorização em regiões homogêneas de chuva (FIGURA 117), constata-se, assim como para as demais tipologias dos ENOS analisadas, que os dados observados das estações e os modelados pelo GPCC apresentam padrões espaciais próximos para as anomalias de precipitação na área de estudo. Para elucidar este processo, o mês de novembro configura-se como um bom exemplo com anomalias positivas de chuva apenas no litoral do Paraná e Santa Catarina (FIGURA 116F), correspondendo às regiões RH3 e RH4 (FIGURA 117F).

Desse modo, no que se refere às RHs (FIGURA 117), os meses de agosto, setembro, outubro, janeiro e fevereiro apresentam a maior parte das RHs com aumentos pluviais, ao passo que os demais se destacam pelas diminuições das chuvas em relação às normais climatológicas.



FIGURA 116 – COMPOSTOS MENSAIS DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA AS LNCP NO PERÍODO DE 1976 A 2019 COM BASE NA NORMAL CLIMATOLÓGICA DE 1991-2020

Áreas marcadas por linhas diagonais com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2022).





Elaboração: Goudard (2022).

A análise conjugada das anomalias pluviais sazonais das LNs (FIGURA 111) e dos compostos sazonais de anomalias de ômega em 200 hPa (FIGURA 118) permite constatar padrões análogos. Assim, evidencia-se o predomínio de movimentos descendentes no verão - FIGURA 118G e no outono - FIGURA 118J nas LNEP, porém sem significância estatística.

Para LNMX, notam-se maiores correspondências entre os padrões de anomalias de precipitação e ômega na primavera - FIGURA 118E, com movimentos descendentes fortes em SON (0) - FIGURA 118E e as anomalias de pluviosidade mais expressivas para esse tipo de LN. Em MAM (+1) - FIGURA 118K, os movimentos descendentes são mais expressivos espacialmente em relação ao padrão constatado de diminuição das precipitações (FIGURA 111K).

No que se refere às LNCP, os compostos de ômega também se mostraram parecidos à dinâmica pluvial, de modo que se evidenciam os seguintes processos: I) movimentos ascendentes (sem significância estatística) e anomalias pluviais positivas em JJA (0) - FIGURA 118C, II) predomínio de movimentos descendentes associados à anomalias de chuva negativas no sul da área de estudo e de movimentos ascendentes e anomalias positivas de pluviosidade no norte em SON (0) - FIGURA 118F; III) movimentos descendentes (ascendentes) na porção oeste (leste) da área de estudo, associados à anomalias negativas (positivas) de precipitação em D(0)JF(+1) - FIGURA 118I; IV) maiores discordâncias em MAM (+1) - FIGURA 118L com predomínio de precipitações abaixo da média em toda a área de estudo e movimentos descendentes apenas no sul desta região nos mapeamentos de ômega, porém sem significância estatística.

Para o mapeamento dos compostos de anomalia da divergência de umidade verticalmente integrada (FIGURA 119) constataram-se padrões similares aos descritos para as precipitações (FIGURA 111) e para os compostos de ômega (FIGURA 118). Assim, notaram-se anomalias de divergência de fluxo de umidade mais expressivas no verão para LNEP (FIGURA 119G), na primavera e outono para LNMX (FIGURA 119E e FIGURA 119K) e no verão e outono nas LNCP (FIGURA 119I e FIGURA 119L), porém estes últimos sem significância estatística. As áreas com anomalias de convergência do fluxo de umidade (roxo) também mostraram correspondências com as anomalias pluviais positivas na área de estudo.



FIGURA 118 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE OMEGA EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Valores negativos em verde se referem a movimento ascendentes e valores positivos em marrom, a movimentos descendentes. Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

FIGURA 119 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE DIVERGÊNCIA DE UMIDADE VERTICALMENTE INTEGRADA MÉDIA PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Valores em roxo são negativos (umidade convergente) e valores em amarelo são positivos (umidade divergente). Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

Os mecanismos atmosféricos explicativos das variações entre as tipologias das LNs, podem ser evidenciados nos mapeamentos de linhas de corrente e intensidade dos ventos em baixos (850 hPa - FIGURA 120) e altos (200 hPa - FIGURA 121) níveis, nos ventos zonais (200 hPa - FIGURA 122) e na altura geopotencial (200 hPa - FIGURA 123) para as diferentes tipologias de LN.

Durante a ocorrência de LNs, o jato subtropical é enfraquecido e deslocado para o norte em comparação aos padrões evidenciados para os ENs (FIGURA 122). Estes processos produzem advecção de vorticidade anticiclônica sobre o sul do Brasil, dificultando o movimento ascendente nesta região e, consequentemente, favorecendo precipitações abaixo da normal climatológica. Estas dinâmicas foram documentadas em estudos prévios de Grimm (2004).

Neste sentido, por meio da análise da FIGURA 120 e da FIGURA 121, podemse notar a presença de padrões ciclônicos em 200 hPa, especialmente em D(0)JF(+1) do LNEP (FIGURA 121G), SON(0) em LNMX (FIGURA 121E) e SON(0) e D(0)JF(+1) em LNCP (FIGURA 121F e FIGURA 121I, respectivamente). Estas configurações atmosféricas podem explicar as variações em termos de anomalias negativas de chuvas mapeadas na FIGURA 111.

Além disso, segundo Drumond e Ambrizzi (2006), constatam-se as maiores frequências de ZCAS em anos de LN. Este fato reforça o padrão de dipolo, com precipitação máxima na região sudeste e reduções no sul do Brasil e, portanto, também apresentam efeitos do ponto de vista das chuvas.

A configuração das correntes de jato (FIGURA 122) e das anomalias de altura geopotencial (FIGURA 123) contribuem para os menores aportes pluviais associados aos anos de LN, sobretudo em D(0)JF(+1) para LNEP, SON(0) em LNMX e MAM (+1) no contexto das LNCP.

As análises de Grimm (2004) ainda sugerem que existem interações regionais superfície-atmosfera provocadas pelas anomalias de precipitação e umidade do solo na primavera, que interferem nos efeitos dos ENOS. Dessa forma, a circulação atmosférica parece ser alterada tanto por distúrbios de grande escala (mudanças nas células de Walker e Hadley e ondas de Rossby), quanto por fatores locais (temperatura do ar e umidade do solo), que promovem mudanças intrassazonais significativas, especialmente, no verão austral. Estes processos se refletem nas variações pluviais evidenciadas entre as tipologias dos ENOS.



FIGURA 120 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE VENTO (LINHAS DE CORRENTE) E INTENSIDADE EM 850 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Elaboração: Goudard (2023).


FIGURA 121 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE VENTO (LINHAS DE CORRENTE) E INTENSIDADE EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019

Elaboração: Goudard (2023).

FIGURA 122 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE VENTO ZONAL EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

FIGURA 123 – COMPOSTOS SAZONAIS DE ANOMALIAS DE ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 hPa PARA OS DIFERENTES TIPOS DE LN NO PERÍODO DE 1976 A 2019



Áreas pontilhadas com significância estatística ao nível de 90%. Elaboração: Goudard (2023).

A análise conjugada dos compostos sazonais e mensais para as diferentes tipologias do ENOS possibilitou constatar os seguintes aspectos para o clima Subtropical brasileiro: - Em todas as estações do ano, as anomalias de precipitação são mais fortes para os ENEP em comparação aos ENCP, os quais também são mais fracos em termos de anomalias de TSM. Os ENMX apresentaram padrões de anomalias relativamente semelhantes aos ENEP, porém com menor intensidade. Este fato também foi apontado em análises de Reboita *et al.* (2021b);

- No caso das La Niñas, constatou-se que as anomalias pluviais negativas são mais expressivas no verão para as LNEP, na primavera para LNMX e verificaram-se anomalias moderadas em SON0, D0JF+1 e MAM+1 para LNCP, estas últimas, em sua grande maioria, sem significância estatística nos mapeamentos realizados;

- Notaram-se mudanças de padrões para os ENs, com anomalias positivas (negativas) de chuva em ENEP (ENCP) no verão e outono. Esses padrões são consistentes com estudos de Hill *et al.* (2011), Brito (2011), Tedeschi (2013), Tedeschi *et al.* (2013), Andreoli *et al.* (2016), Tedeschi, Grimm e Cavalcanti (2015, 2016) e Cai *et al.* (2020) centrados na AS. Em contrapartida, para as LNs foram verificadas alterações na intensidade das anomalias pluviais negativas na área de estudo, sendo estas mais intensas no verão para LNEP, primavera para LNMX e outono em LNCP;

- As alterações de pluviosidade mais significativas em termos das tipologias de ENOS são verificadas no outono (MAM+1) para os ENs. Os aumentos na precipitação neste período para os ENEP são consistentes com inundações que ocorreram no sul do Brasil durante o outono-inverno do ano seguinte ao início de um El Niño (+1), assim como documentado em Grimm, Ferraz e Gomes (1998), Grimm, Barros e Doyle (2000) e Berri *et al.* (2002). Estas condições possivelmente não são verificadas nos ENCP, com predomínio de anomalias negativas de chuvas no sul do Brasil;

- Grimm (2003) sugeriu que parte das anomalias de circulação de verão sobre a AS é produzida por interações regionais superfície-atmosfera provocadas pelas anomalias de precipitação e umidade do solo na primavera, de modo que existem padrões inversos nas anomalias de precipitação no centro-leste do Brasil e parte do sul do Brasil de novembro (0) para janeiro (+) (GRIMM, 2003). De maneira geral, em novembro (0) há diminuição da precipitação na região centro-leste do Brasil e forte aumento em toda a região sul do Brasil, ao passo que durante janeiro (+) há forte aumento de precipitação na região centro-leste do Brasil e diminuição no norte da região sul. Estes padrões foram evidenciados nos mapeamentos de EN da presente tese;

- Para as LNs, análises de Grimm (2004) também sugerem inversões entre novembro (0) e janeiro (+1). Em novembro (0) há aumento da precipitação na região centro-leste do Brasil e forte diminuição em toda a região sul do Brasil, enquanto em janeiro (+) há forte diminuição de precipitação na região centro-leste do Brasil e aumento na região sul. Estes aspectos foram evidenciados, sobretudo para as LNMX na área de estudo;

- De maneira geral, de acordo com os aportes da literatura acerca da temática, no contexto da pluviosidade da AS, a diferença na localização das anomalias máximas de TSM e seus impactos na precipitação é atribuída a uma mudança nos padrões de circulação atmosférica em grande escala: a célula de Walker nos trópicos, as ondas de Rossby nos extratrópicos e a circulação do jato de baixos níveis e das correntes de jato. Esses processos, portanto, alteram o fluxo de umidade e as anomalias pluviométricas no clima Subtropical brasileiro e merecem ser melhor explorados em análises futuras;

- Os resultados encontrados reforçam a necessidade de analisar o ENOS de acordo com suas tipologias e ciclo de vida, e não apenas considerar as fases quente e fria do fenômeno, assim como apontado em estudos de Capotondi *et al.* (2015), Chen *et al.* (2016), Okumura (2019) e Lin e Qian (2019). Esses processos são fundamentais para melhorar as previsões climáticas em escalas regionais e fornecer melhores respostas em termos de medidas de adaptação para a sociedade.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente tese possibilitou analisar a variabilidade pluvial do clima Subtropical do Brasil sob a ótica de três pilares:

O primeiro ponto refere-se ao questionamento da homogeneidade pluvial da região preconizada na literatura clássica. Neste sentido, notou-se que as precipitações apresentam variações médias anuais de 1100 a 2600 mm na temporalidade de 1976 a 2019, sendo estas mais volumosas na porção litorânea e sudoeste do estado do Paraná, oeste de Santa Catarina e noroeste do Rio Grande do Sul. Os menores aportes pluviais ocorrem na região sul do Rio Grande do Sul, com variações de 1100 a 1300 mm.

O verão e a primavera contam com os mais expressivos valores de pluviosidade, sendo que no verão as variações situam-se entre 250 e 1100 mm e na primavera as oscilações são de 300 a 650 mm nas médias. No outono e no inverno as precipitações são um pouco menos expressivas, com valores variando de 260 a 700 mm e de 150 a 470 mm, respectivamente. Em termos espaciais, destacam-se concentrações das chuvas no norte e leste da área de estudo no verão, no oeste na primavera e no outono e; sul (sudoeste) no inverno.

A regionalização destas precipitações em 9 regiões pluviais homogêneas (RHs), bem como a análise da variabilidade anual (anos-padrão), mensal e sazonal possibilitou identificar regimes unimodais, bimodais e trimodais de pluviosidade na área de estudo. Desse modo, o trimestre de máxima precipitação varia consideravelmente, de modo que na maior parte do estado do Paraná e de Santa Catarina, a estação chuvosa ocorre nos trimestres de dezembro-janeiro-fevereiro e janeiro-fevereiro-março. No Rio Grande do Sul, em contrapartida, estes processos são mais significativos nos trimestres de agosto-setembro-outubro e julho-agosto-setembro (sudeste da área). Os máximos de precipitações na primavera, verão e outono são verificados no noroeste do Rio Grande do Sul, oeste de Santa Catarina e sudoeste do Paraná.

Neste sentido, constata-se uma regularidade pluvial na área de estudo, porém heterogeneidades em face dos meses de maior pluviosidade são igualmente identificadas. Neste contexto, destacam-se, sobretudo, as regiões RH4, RH6 e RH8 com as médias pluviais mais expressivas. A RH4, localizada no litoral do Paraná,

apresenta padrões pluviais diferenciados, bem como correlações menos expressivas com a TSM global e os índices climáticos explorados na tese, o que sugere que as condicionantes locais e regionais são mais relevantes nesta porção espacial.

Partindo-se destas perspectivas, para além das variações dos meses mais chuvosos na área de estudo, expressos pelos regimes unimodais, bimodais e trimodais, a pluviosidade também apresenta variações anuais expressivas. A média anual considerando o clima Subtropical como um todo é de 1751,6 mm, contudo verificam-se valores superiores a 3000 mm na área de estudo na RH4 e RH6. Estes fatos refletem que, apesar da regularidade pluvial mensal e da inexistência de estação seca no recorte espacial desta tese, as precipitações apresentam heterogeneidades no clima Subtropical brasileiro, o que sugere a necessidade de desconstruções da noção de homogeneidade pluvial perpetuada na literatura clássica em face desta unidade climática.

O segundo ponto de destaque da presente tese refere-se aos modos de variabilidade melhor correlacionados com a pluviosidade da área de estudo. Neste contexto, a análise das correlações com a TSM (global, porções oceânicas e índices climáticos) permitiu constatar que o ENOS é o principal modulador da pluviosidade, com as correlações mais fortes e persistentes em termos de defasagem temporal em todas as RHs analisadas. Entretanto, índices relacionados ao oceano Pacífico (IPO, PDO, PSA1 e PSA2), Atlântico (IASAS, SASDI e SAODI), Antártico (AAO) e Índico (IOD e SIOD) também demonstraram relações com as chuvas no recorte espacial da pesquisa e com o modo de variabilidade do ENOS.

A análise das correlações da pluviosidade por RHs com a TSM global, bem como com os índices climáticos possibilitou constatar que da RH1 a RH6, as correlações com os índices do Pacífico são preponderantes, ao passo que nas regiões localizadas no Rio Grande do Sul (RH7, RH8 e RH9) ocorrem maiores diversidades em relação aos índices que apresentam correlações com significância estatística para a área de estudo. As regiões localizadas no litoral (RH3 e RH4) também apresentaram padrões distintos, com correlações mais fracas em comparação às demais.

Tendo como base as áreas oceânicas e índices melhor correlacionados com as precipitações das RHs, verificaram-se maiores similaridades entre os seguintes conjuntos de regiões: I) RH1 e RH2; II) RH3 e RH4; III) RH5 e RH6, e IV) RH7, RH8 e RH9. A RH4 configurou-se como a região com maior diferenciação, com correlações mais fracas e as chuvas mais expressivas da área de estudo. Estas análises permitiram apresentar um contexto geral das áreas oceânicas e dos índices melhor correlacionados com as precipitações do clima Subtropical brasileiro, servindo de base para análises futuras que explorem, em detalhe, os efeitos de cada uma das oscilações destacadas. Neste sentido, ainda existem muitas lacunas e possibilidades de estudos em face das interações oceano-atmosfera na área de estudo, sobretudo com maiores explorações dos efeitos dos modos de variabilidade do oceano Índico (IOD e SIOD) e do Dipolo do Atlântico Sul (SAODI e SASDI), os quais destacaram-se nas correlações espaciais realizadas e apresentam relações com o ENOS.

Estudos futuros podem ser feitos no sentido de detalhar as relações entre as precipitações de cada RH e o oceano com base em alguns aspectos: I) avaliar as mudanças temporais na magnitude e significância das correlações, por de uma janela móvel de comprimento variável; II) calcular a correlação múltipla e parcial entre as precipitações por RH e índices/regiões de anomalias de TSM; III) construir modelos estocásticos de simulação a partir da técnica de regressão linear múltipla para verificar a representatividade estatística de cada série temporal dos índices climáticos (ou recortes do oceano) nas chuvas por RH e IV) calcular as EOF Estendidas (EEOF) entre as séries temporais de chuva por RH e os índices climáticos (ou recortes do oceano). Estes processos permitem um melhor detalhamento das relações encontradas na presente tese e possibilitam aprimoramentos em termos de modelagens climáticas regionais para o clima Subtropical brasileiro.

O **terceiro ponto** refere-se ao fato de que ainda que o **El Niño – Oscilação Sul** configure-se como o principal modulador da pluviosidade no clima Subtropical brasileiro, os seus efeitos na área de estudo são heterogêneos, tendo em vista as diferentes tipologias.

Neste contexto, os ENEP apresentaram anomalias pluviais mais fortes em comparação aos ENMX e ENCP. Para os eventos de El Niño ainda foram identificadas mudanças nos padrões pluviais, sobretudo no outono (MAM+1) do ano seguinte ao início do evento, com anomalias pluviais positivas nos ENEP e negativas em ENCP na área de estudo. Estas dinâmicas enfatizam que os efeitos em termos de variabilidade pluvial na área de estudo podem variar consideravelmente tendo em vista as tipologias dos ENOS e requerem medidas de adaptação específicas.

Para as La Niñas não foram identificadas mudanças de padrões, com o predomínio de chuvas abaixo da média na área de estudo independente da tipologia

do ENOS. Em contrapartida, foram evidenciadas variações em termos de intensidade das anomalias pluviais negativas no clima Subtropical. Este fato também requer monitoramentos, uma vez que a depender da tipologia da LN, as condições de estiagens podem ser bem mais intensas no sul do Brasil.

Ressalta-se que, ainda que a presente tese tenha possibilitado compreender a variabilidade pluvial do clima Subtropical do Brasil associada aos diferentes tipos de ENOS, ainda restam lacunas a serem exploradas em face desta temática, tais como: I) utilizar outros métodos de identificação dos tipos de ENOS destacados na literatura; II) classificar os eventos com base nas TSMs sazonais, de modo que um mesmo evento possa ser classificado em mais de uma tipologia e, portanto, possa ter os seus efeitos pluviais melhor detalhados; III) analisar os efeitos combinados dos modos preferenciais de variabilidade com a ocorrência das tipologias dos ENOS por meio de correlações parciais e; IV) relacionar as tipologias dos ENOS e a variabilidade pluvial associada aos desastres e eventos extremos identificados no clima Subtropical brasileiro.

Neste contexto, partindo-se destas perspectivas, os **três pilares elencados** permitiram validar a hipótese desta tese, de que ainda que o ENOS seja o principal modulador interanual e o modo de variabilidade mais estudado na Climatologia Geográfica brasileira, ele não se configura como o único modulador das precipitações na área de estudo. Além disso, ele apresenta efeitos heterogêneos no clima Subtropical, em termos de intensidades de correlações e tempo de interferência na pluviosidade, considerando as suas diferentes tipologias e as relações com modos de baixa frequência.

Dessa forma, os resultados encontrados destacam a heterogeneidade da pluviosidade, tanto no que se refere aos padrões pluviais anuais, sazonais e mensais, como em relação às áreas oceânicas e aos índices climáticos melhor correlacionados com as chuvas no clima Subtropical brasileiro. Ademais, as tipologias dos ENOS também estão associadas aos efeitos heterogêneos em termos de pluviosidade na área de estudo. Assim, apesar de existirem ainda uma série de lacunas em relação à temática, a presente tese figura como uma aproximação no entendimento das interações entre o oceano e a atmosfera no clima Subtropical brasileiro sob a ótica da Climatologia Geográfica.

REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 1: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 505-524, 1988.

ALEXANDERSSON H. A homogeneity test applied to precipitation data. **Journal of Climate**. v. 6, p. 661–675. 1986.

ALVARES, C.A.A; STAPE, J.L; SENTELHAS, P.C; GONÇALVES, J.L.M; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Vol. 22, n°. 6, 711–728, 2013.

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B.; HSU, H.H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p. 3661 – 3672, 1995.

AMBRIZZI, T. El Niño/Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral. São Paulo: USP/IAG, 2003. (Tese de Livre-Docência).

AMBRIZZI, T.; SACCO, M. A.L.; FERRAZ, S.E.T. A importância das teleconexões para a Previsão Sazonal. **Ciência e Natura**, vol. 36, p. 137-148, 2014.

ANDRADE, G.J. **Variações de longo termo do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul**. 45f. TCC (Trabalho de conclusão de Curso em Oceanografia). Universidade Federal de Santa Catarina, 2015.

ANDRADE, K.M; CAVALCANTI, I.F.A. Atmospheric characteristics that induce extreme precipitation in frontal systems over Southeastern Brazil during summer: Observations and atmospheric model simulation. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 14, p. 5368-5385, 2018.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. ENSO- related rainfall anomalies in South America associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **Int. J. Climatology**, v.25, p.2017-2030, 2005.

ANDREOLI, R.V.; OLIVEIRA, S.S.; KAYANO, M.T.; VIEGAS, J.; SOUZA, R.A.F.; CANDIDO, L.A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology** (published online). 2016.

AQUINO, F.E. **Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil**. 128f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

ARMOND, N. B. **Dinâmica climática, excepcionalidades e vulnerabilidade: contribuições para uma classificação geográfica do clima do estado do Rio de Janeiro**. 170f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2018. Presidente Prudente. 2018.

ASHOK, K., BEHERA, S.K., RAO, S.A., WENG, H.Y., YAMAGATA, T. El Niño Modoki,

and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**: Oceans, v. 112, n. C11, 2007.

ASHOK, K.; YAMAGATA, T. The El Niño with a difference. **Nature**, v. 461, n. 7263, p. 481-484, 2009.

AZEVEDO, L.C. **Análise da precipitação pluvial da bacia do rio Iguaçu-Paraná,** Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, 2006.

AZEVEDO, K.M. O papel das teleconexões e de fatores regionais que influenciam a ocorrência de precipitação extrema associada a sistemas frontais sobre o sudeste do Brasil. 223 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – INPE, 2017.

BACK, Á. J., SÔNEGO, M., PEREIRA, J. R. Índices de concentração de chuvas da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, 27. P.57-72. 2020.

BARROS, V. R.; SILVESTRI, G. E. The relation between sea surface temperature at the subtropical South-Central Pacific and precipitation in Southeastern South America. **Journal of Climate**, p. 251–267, 2002.

BEHERA, S. K.; SALVEKAR, P. S.; YAMAGATA, T. Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean. **Journal of Climate**, v. 13, n. 19, p. 3487-3499, 2000.

BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 2, p. 327-330, 2001.

BERRI, G.J., GHIETTO, M. A., GARCÍA, N. O. The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 1, p. 57-65, 2002.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Fundamentos, desenvolvimento e aplicações. 3 ed. Petrópolis: Vozes, 2008.

BERTALANFFY, L.V. "An Outline of General System Theory," **The British Journal for the Philosophy of Science**, Vol. 1, No. 2 (Aug. 1950), pp. 134-165. Digitalizado pelo Institute for the Study of Nature, 2009.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly** weather review. Vol. 97, n. 3, p. 163-172, mar. 1969.

BOMBARDI, R. J., CARVALHO, L. M., JONES, C., REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 1553-1568, 2014.

BOMBARDI, R.J., CARVALHO, L. M.V.D. Práticas simples em análises climatológicas: uma revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 311-320, 2017.

BORSATO, V; MENDONÇA, F.A. A dinâmica atmosférica no Centro-Sul do Brasil e as mudanças climáticas. In: MENDONÇA, F.A (org). **Os Climas do Sul**. Jundiaí: Editora Paco Editorial: 2014, p.47 – 88.

BORSATO, V.; MASSOQUIM, N. G. **O delineamento das massas de ar no Brasil**. Curitiba: Editora CRV, 2020, 194p.

BRITO, A. S. **El Niño and El Niño Modoki impacts on South American rainfall.** 162 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Mestrado em Ciência, Climate Change Research Centre, University of New South Wales, Sydney, 2011.

BUISHAND, T. A. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. **Journal of Hydrology**. v. 58, p. 11-27. 1982.

CAI, W., MCPHADEN, M. J., GRIMM, A. M., RODRIGUES, R. R., TASCHETTO, A. S., GARREAUD, R. D., ... & NG, B. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, 1(4), p. 215-231, 2020.

CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEM, D. L.; TURCO, R. F.; KONOPA, A. E. Field-scale variability of soil properties in central lowa soil. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 58, p. 1501-1511, 1994.

CARDOSO, A.O. Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e as condições climáticas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. 192 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, 2005.

CARDOZO, A.B.; CUSTÓDIO, I.S; REBOITA, M.S.; GARCIA, S, R. Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o modo anular sul (climatology of cold fronts over South America and its relation with the southern annular mode). **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, 2015.

CARVALHO, L. M., JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, 17(1), 88-108, 2004.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with interseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v.18, p. 702 – 718, 2005.

CARVALHO, L.M. V.de; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al.(orgs) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009, p. 95 - 109.

CARPENEDO, C. B.; AMBRIZZI, T. Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul associado ao Modo Anular Sul e impactos climáticos no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, p. 1-9, 2020.

CASTRO, C.; CAVALCANTI, I.F.A. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e padrões de teleconexão. Anais do IX Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia e VII Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires, 2001.

CAPOTONDI, A., WITTENBERG, A.T., NEWMAN, M., DI LORENZO, E., YU, J.Y., BRACONNOT, P., ..., YEH, S. W. Understanding ENSO diversity. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 6, p. 921-938, 2015.

CAVALCANTI, I.F.A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v.20, p. 1191 – 1206, 2000.

CAVALCANTI, I.F.A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. (orgs) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al.(orgs) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009, p. 135-148.

CAVALCANTI, I.F.A; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A; FERREIRA, N.J. **Clima das regiões brasileiras e a variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. p.145-161.

CAVIGLIONE, J.H; KIIHL, L.R.B.; CARAMORI, P.H.; OLIVEIRA, D. Cartas climáticas do Paraná. Londrina: IAPAR, 2000.

CHANG, P. et al. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, v. 443, n. 7109, p. 324-328, 2006.

CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, 2008.

CHEN, D., LIAN, T., FU, C., CANE, M. A., TANG, Y., MURTUGUDDE, R., SONG, X.; WU, K.; ZHOU, L. Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 5, p. 339-345, 2015.

CHEN, M., LI, T., SHEN, X., WU, B. Relative roles of dynamic and thermodynamic processes in causing evolution asymmetry between El Niño and La Niña. **Journal of Climate**, v. 29, n. 6, p. 2201-2220, 2016.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation of the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, 2009.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. 1 ed. São Paulo: Blucher, 1999.

CODRON, F. Relations between annular modes and the mean state: Southern Hemisphere winter. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 64, n. 9, p. 3328-3339, 2007.

COELHO, C.A; UVO, C.B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theor Appl Climatol**, v. 71, p. 185–197, 2002.

CONTI, J.B. Clima e Meio Ambiente. 3ª. Ed. São Paulo: Atual, 1998.

CONTI, J.B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 16, 2005, p.70-75.

CUNNINGHAM, C.C.; CAVALCANTI, I.F.A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology,** v.26, p. 1165 – 1180, 2006.

DESER, C. *et al.* Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. **Annual review of marine science**, v. 2, p. 115-143, 2010.

DONG, B.; SUTTON, R. T.; SCAIFE, A. A. Multidecadal modulation of El Niño– Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean Sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 8, p. L08705, 2006.

DRUMOND, A.R.M; AMBRIZZI, T. A pré-estação chuvosa no Brasil e sua relação com o dipolo do oceano Índico. **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006.

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. Inter ENSO variability and its influence over the South American monsoon system. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 167-171, 2006.

DRUMOND, A., MARENGO, J., AMBRIZZI, T., NIETO, R., MOREIRA, L., GIMENO, L. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 7, p. 2577-2598, 2014.

DUBREUIL, V., FANTE, K. P., PLANCHON, O., NETO, J. L. S. A. Os tipos de climas anuais no Brasil: uma aplicação da classificação de Köppen de 1961 a 2015. **Confins. Revue franco-brésilienne de géographie/Revista franco-brasilera de geografia**, (37). 2018.

ELY, D. F. **Teoria e método da climatologia geográfica brasileira: uma abordagem sobre seus discursos e práticas**. 2006. 208 f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2006.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M. Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns. **Journal of Climate**, v.12, p.2719-2733, 1999.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M.; TRIPLE, P.J. The Atlantic multidecadal oscillations and its relation to rainfall and river flows in the continental US. **Geophysical Research Letters**, v 28, p.2077 -2080, 2001.

FERNANDES, L.G.; RODRIGUES, R.R. Changes in the patterns of extreme rainfall events in southern Brazil. **International Journal of Climatology** 38: p. 1337-1352, 2018.

FIGLIUOLO, G.C. Variabilidade de TSM no Atlântico Tropical em resposta às teleconexões de diferentes ENOS e seus impactos na precipitação na América do Sul. 105 f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente). Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia e Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2017.

FLANTUA, S. G. A.; HOOGHIEMSTRA, H.; VUILLE, M.; *et al.* Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. **Climate of the Past**, v. 12, n. 2, p. 483–523, 2016.

FOGT, R. L.; BROMWICH, D. H.; HINES, K. M. Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. **Climate dynamics**, v. 36, p. 1555-1576, 2011.

FOLTZ, G.R.; MCPHADEN, M. J. Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 18, 2010.

FORTIN, G., ELY, D. F., HENRY, S. T. Combined temperature-precipitation modes and their relationship with large-scale climate indices in Paraná, southern Brazil (1980-2014). **Revista Brasileira de Climatologia**, 29, p. 299-320. 2021.

FRANCO, R.M. **Variabilidade anual das chuvas no estado do Paraná e sua relação com índices climáticos**. 114f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Londrina, 2017.

FRANÇA, R.R. **Eventos pluviais extremos na Amazônia Meridional: riscos e impactos em Rondônia**. 190f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2015.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

GAN, M.L; RODRIGUES, L.R; RAO, V.B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A; FERREIRA, N.J. **Clima das regiões brasileiras e a variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. p. 133 – 144.

GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. **The physical geography of South America**. Oxford University Press, Oxford, England, 2007.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3–4, p. 180–195, 2009.]

GGWS. **EI Niño and La Niña Years and Intensities**. <u>https://ggweather.com/enso/oni.htm</u>. 2021.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.48, p. 752 -779, 1991.

GIANNINI, A.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 13, n. 2, p. 297-311, 2000.

GILLETT, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 23, 2006.

GOLDENBERG, S.B.; LANDSEA, C.W.; MESTAS-NUÑEZ, A.M.; GRAY, W.M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. **Science**, v.293, p.474-479, 2001.

GONG, D.; WANG, S. Antarctic oscillation: concept and applications. **Chinese Science Bulletin**, v. 43, n. 9, p. 734-738, 1998.

GONG, D.; WANG, S. Definitions of Antarctic Oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v.26, p. 459 – 462, 1999.

GOUDARD, G.; PAULA, E.V. O clima do litoral paranaense: variabilidades, mudanças climáticas, tendências e desafios. In: BOLDRINI, E. **Clima – Boas Práticas de Adaptação**. ADEMADAN, 1^a edição, 2016, p. 13-29.

GOUDARD. G. **Eventos pluviais extremos e riscos hidrometeorológicos híbridos na bacia do Alto Iguaçu (Paraná)**. 236 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2019.

GOUDARD, G., LIMBERGER, L., MENDONÇA, F.A. Variabilité des précipitations au sud du Brésil et son association avec différents types d'El Niño - Oscillation Australe (ENSO). **35ème colloque annuel de l'Association Internationale de Climatologie**, Toulouse, p.1-7, 2022.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n.10, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A.M.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.13, p.35-58, 2000.

GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v.16, p.263-280, 2003.

GRIMM, A.M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v.22, n.2-3, p.123-138, 2004.

GRIMM, A. M. Clima da região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I, F. A; FERREIRA, N. J; SILVA, M, G, A, J; DIAS, M. A. F. S (Orgs). **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos. 2009a, p. 260 -275.

GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima do Brasil. In: CAVALCANTI, I, F. A; FERREIRA, N. J; SILVA, M, G, A, J; DIAS, M. A. F. S (Orgs). **Tempo e clima no Brasil.** Oficina de Textos. 2009b, p. 260 -275.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Springer Netherlands, 2009. p. 159-191.

GRIMM, A.M.; TEDESCHI, R.G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v.22, n.7, p. 1589-1609, 2009.

GRIMM, A.M.; ZILLI, M.T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v.22, p.2257-2275, 2009.

GRIMM, A.M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Reasearch and Risk Assessment**, v.25, n.4, p.537-554, 2011.

GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season. **Journal of Climate**, v. 28, n. 2, p. 755–775, 2015.

GRIMM, A. M.; LAUREANTI, N. C.; RODAKOVISKI, R. B.; GAMA, C. B. Interdecadal variability and extreme precipitation events in South America during the monsoon season. **Climate Research**, 2016.

GRIMM, A. M. Madden-Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, v. NA, p. 1-26, 2019.

GRIMM, A. M.; ALMEIDA, A.S.; BENETI, C.A.A.; LEITE, E.A. The combined effect of climate oscillations in producing extremes: the 2020 drought in southern Brazil. **RBRH** - **Revista Brasileira de Recursos Hídricos/ Brazilian Journal of Water Resources**, 25. 2020.

GRIMM, A.M. Clima da Região Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A; FERREIRA, N.J. **Clima das regiões brasileiras e a variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021a. p.70 – 84.

GRIMM, A.M. Variabilidade climática interanual. In: CAVALCANTI, I.F.A; FERREIRA, N.J. **Clima das regiões brasileiras e a variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021b. p. 96 – 113.

GUPTA, A. S; ENGLAND, M. H. Coupled Ocean–atmosphere–ice response to variations in the southern annular mode. **Journal of Climate**, v. 19, n. 18, p. 4457-4486, 2006.

HARE, S.R.; MANTUA, N.J. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. **Progress in Oceanography**, v.47, p.103-146, 2000.

HENLEY, B.J. et al. A tripole index for the interdecadal Pacific oscillation. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 11-12, p. 3077-3090, 2015.

HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., BIAVATI, G., HORÁNYI, A., MUÑOZ SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., ROZUM, I., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., DEE, D., THÉPAUT, J.N. Dados médios mensais ERA5 em níveis únicos de 1979 até o presente. Serviço Copernicus para as Alterações Climáticas (C3S) Armazenamento de Dados Climáticos (CDS). (Acesso em fevereiro de 2023). 2019.

HILL, K. J.; TASCHETTO, A. S.; ENGLAND, M. H. Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 1, 2011.

HOLTON, J.R. Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition, Elsevier, Amsterdam, 2004. 535 p.

HOREL, J.D; WALLACE, J.M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v.109, p. 813 – 829, 1981.

HOSKINS, B.J; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p. 1661-1671, 1993.

HSU, H.H.; LIN, S.H. Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly weather review**, v. 120, n. 7, p. 1169-1190, 1992.

HUANG, B., PETER W. THORNE, et. al: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons. J. Climate, 2017. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1

HURRELL, J.W.; KUSHNIR, Y.; VISBECK, M. The North Atlantic Oscillation. **Science**, v. 291, n. 5504, p. 603-605, 2001.

IBGE. **Mapa de cobertura vegetal do Brasil**, 2004. Disponível em: <u>https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/mapas/brasil/vegetacao_o.pdf</u>. Acesso em: 2021.

IPCC. Climate Change - The Physical Science Basis. **Summary for Policymakers -Technical Summary**, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013. 222p.

IPCC. **Climate Change 2021 - The Physical Science Basis**, Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021. 3949p.

ISLAM, T. Partial Least Square Regression Analysis to Investigate Climate Dengue Risk Factors: A Global Study. 2012.

JARDIM, C.H. Aspectos Multiescalares e Sistêmicos da Análise Climatológica. **Revista Geografias**, p. 40-52, 2015.

JARDIM, C.H. Aspectos teórico-metodológicos relativos à dimensão temporal e espacial do clima. **Revista Geografias**, p. 82-95, 2018.

JESUS, E.M. **Ciclones e ciclones subtropicais sobre o sudoeste do Oceano Atlântico Sul:** projeções climáticas e ventos associados. 142f. Tese (Doutorado em Ciências - Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. 2020.

JONES, J. M.; WIDMANN, M. Early peak in Antarctic Oscillation index. **Nature**, v. 432, n. 7015, p. 290-291, 2004.

JORGE, F.V. A dinâmica pluvial do Clima Subtropical: variabilidade e tendência no Sul do Brasil. 181f. Tese (Doutorado em Geografia), Setor de Ciências da Terra - Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2015.

JORGE, F.V.; MENDONÇA, F.A. O clima da fachada atlântica sul do Brasil: atualização introdutória. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 5, 2017.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., ... & Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, 77(3), p. 437-472, 1996.

KAO HY, YU J-Y. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. **Journal of Climate,** v. 22, p. 615-632, 2009.

KAROLY, D.J. Southern hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239-1252, 1989.

KAROLY, D. J.; HOPE, P.; JONES, P. D. Decadal variations of the Southern Hemisphere circulation. **International Journal of Climatology**, v. 16, n. 7, p. 723-738, 1996.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal of Geophysical Research**: Oceans, 2004.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v.27, p.531-540, 2007.

KAYANO, M. T., DE OLIVEIRA, C. P., ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**: A Journal of the Royal Meteorological Society, 29(10), 2008, p.1439-1448.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. Variabilidade decenal e multidecenal, In: Cavancanti, I.F.A et al. (ed.). **Tempo e Clima no Brasil**, Oficina de Textos, São Paulo, 2009. p. 375-383.

KAYANO, M.T.; OLIVEIRA, C.P.; ANDREOLI, R.V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v.29, p. 1439-1448, 2009.

KAYANO, M.T.; CAPRISTANO, V.B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.34, p.162-178, 2014.

KAYANO, M. T. et al. El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos. **Revista Climanalise**. Edição Comemorativa, v. 30. 2016.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; GARCIA, S. R.; DE SOUZA, R. A. F. How the two nodes of the tropical Atlantic Sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 10, p. 3927–3941, 2018.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R.A.F. Pacific and Atlantic multidecadal variability relations to the El Niño events and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.40, p.2183-2200, 2020.

KAYANO, M.T; ANDREOLI, R.V. Variabilidade decenal e multidecenal. In: CAVALCANTI, I.F.A; FERREIRA, N.J. **Clima das regiões brasileiras e a variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. p. 114 – 132.

KAYANO, M. T., CERÓN, W. L., ANDREOLI, R. V., SOUZA, R. A., SOUZA, I. P., CANCHALA, T. El Niño-Southern Oscillation and Indian Ocean Dipole Modes: Their Effects on South American Rainfall during Austral Spring. **Atmosphere**, 12(11), 1437, 2021.

KAYANO, M. T.; CERÓN, W. L., ANDREOLI, R. V., SOUZA, R. A., AVILA-DIAZ, A., ZULUAGA, C. F., CARVALHO, L. M. Does the El Niño-Southern Oscillation Affect the Combined Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on the Precipitation and Surface Air Temperature Variability over South America?. **Atmosphere**, v. 13, n. 2, p. 231, 2022.

KERR, R.A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. **Science**, v. 288, p. 1984 – 1986, 2000.

KIDSON, J. W.; WATTERSON, I. G. The structure and predictability of the "highlatitude mode" in the CSIRO9 general circulation model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 56, n. 22, p. 3859-3873, 1999.

KIDSON, J.W. Intraseasonal variations in the Southern Hemisphere circulation. **Journal of climate**, v. 4, n. 9, p. 939-953, 1991.

KIDSON, J.W. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v. 12, n. 9, p. 2808-2830, 1999.

KUG, J-S.; JIN, F-F; AN, S-II. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. **Journal of climate**, v. 22, n. 6, p. 1499-1515, 2009.

LABRAGA, J.C.; FRUMENTO, O.; LÓPEZ, M. The atmospheric water vapor cycle in south America and thetropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 11, p. 1899-1915, 2000.

LAUREANTI, N. C. A influência de modos de variabilidade de TSM de diferentes escalas nas características de precipitação na América do Sul. 185f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2020.

LEE, T.; MCPHADEN, M. J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 14, 2010.

LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. R. The south American monsoon system. In: **The** global monsoon system: research and forecast. 2011. p. 137-157.

LIMA, N. R.; PINHEIRO, G. M.; MENDONÇA, F. Clima urbano no Brasil: análise e contribuição da metodologia de Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro. **Revista Geonorte**, v. 2, n. 5, p. 626–638, 2012.

LIMBERGER, L. Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010. 484f. Tese (Doutorado em Geografia Física). Universidade de São Paulo. 2015.

LIMBERGER, L. Estudos de teleconexões atmosféricas e possibilidades de avanços na climatologia geográfica: conceitos, fontes de dados e técnicas. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 12 –Vol. 19, 2016.

LIMBERGER, L; ELY, D.F. Régionalisation des précipitations dans l'état du Paraná (Brésil) en lien avec la température de surface de la mer. In: **XXXIIème Colloque Internationale de l'AIC**. Thessaloniki - Grèce 29 mai au 1 juin 2019.

LIMBERGER, L.; SILVA, M.E.S.; PEREIRA, G.; DA SILVA, F.C.; MATAVELI, G.A.V.; LIMA, B.S. Streamflow and precipitation trends in the Brazilian Amazon basin and their association with Pacific decadal oscillation and deforestation. **Theoretical and applied climatology**, v. 146, n. 1, p. 511-526, 2021.

LIN, J.; QIAN, T. A new picture of the global impacts of El Nino-Southern oscillation. **Scientific reports**, v. 9, n. 1, p. 17543, 2019.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

LÓPEZ, K.L.C. Interannual variability of Tropical Atlantic and its influence on extreme precipitation events: Focus on the Amazon Basin. 145f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas na Universidade de São Paulo, São Paulo, 2020.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. José Olympio. Rio de Janeiro, 1981, p. 155-177.

MANTUA, N.J; HARE, S.R; ZHANG, Y; WALLACE, J.M; FRANCIS, R.C. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Vol. 78, p. 1069- 1079, 1997.

MANTUA, N. J; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**. V. 58, n. 1, feb, 2002. p. 35-44.

MARCONI, M. de A.; LAKATOS, E. M. **Fundamentos de metodologia científica**. 7. ed. São Paulo: Atlas, 2003.

MARENGO, J.A *et al.* **Impactos de extremos relacionados com o tempo e o clima** – **Impactos sociais e econômicos**. Boletim do Grupo de Pesquisa em Mudanças Climáticas. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais –INPE. Centro de Ciências do Sistema Terrestre - Edição Especial. 2009.

MARRAFON, V.H; REBOITA, M.S. Características da precipitação na América do Sul reveladas através de índices climáticos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 26, 2020.

MARTINEZ, D. M., SOLMAN, S. A. Synoptic patterns associated with extreme precipitation events over southeastern South America during spring and summer seasons. **International Journal of Climatology**, 42, 10387-10406, 2022.

MATA, M.M. Aula 5 - Modos de Variabilidade Climática. **Programa de Pósgraduação em Oceanografia**. Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC), 2016.

MCPHADEN, M. J.; LEE, T.; MCCLURG, D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 15, 2011.

MELLO, Y. de. **Distribuição de precipitação no município de Joinville (SC) e sua relação com a incidência de leptospirose**. 92f. Dissertação (Mestrado em Saúde e Meio Ambiente) - Programa de Pós-Graduação em Saúde e Meio Ambiente da Universidade da Região de Joinville, 2015.

MENDONÇA, F. A. Tipologia climática – Gênese, características e tendência. STIPP, N. A. F. et.al. (Org) **Macrozoneamento da bacia hidrográfica do rio Tibagi/PR**. Londrina: Editora UEL, 2000.

MENDONÇA, F.A. O estudo do clima Urbano no Brasil: evolução, tendências e alguns desafios. In: MONTEIRO, C.A.F; MENDONÇA, F.A. **Clima Urbano**. São Paulo: Contexto, 2003. p.175 – 191.

MENDONÇA, F. A. Aquecimento global e suas manifestações regionais e locais: alguns indicadores da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**. Presidente Prudente: ABClima, v. 2, n. 2, 2006. p. 71 – 86.

MENDONÇA, F. A.; DANNI-OLIVEIRA. **Climatologia: Noções Básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MENDONÇA, F.A. Mudanças Climáticas e Aquecimento Global: incertezas e questionamentos – uma perspectiva a partir de suas repercussões na Região Sul do Brasil. In: MENDONÇA, F.A (org). **Os climas do Sul em tempos de mudanças climáticas globais**. Jundiaí: Paco Editorial, 2014. p. 7-46.

MESTAS-NUÑEZ, A.M.; ENFIELD, D.B. Eastern equatorial Pacific SST variability: ENSO and non-ENSO components and their climate associations. **Journal of Climate**, v.14, p.391-402, 2001.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1211–1229, 2001.

MO, K.C.; WHITE, G.H. Teleconnections in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 22-37, 1985.

MO, K.C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-902, 1987.

MO, K.C.; HIGGINS, R.W. The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581-1596, 1998.

MOLION, L.C.B. Gênese do El Niño. Revista Brasileira de Climatologia, v. 21, 2017.

MONTECINOS, A.; DÍAZ, A.; ACEITUNO, P. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 746-758, 2000.

MONTEIRO, C.A.F. Da necessidade de um caráter genético à classificação climática. **Revista Geográfica**, T. 31, n. 57, p. 29-44, 1962.

MONTEIRO, C. A. F. 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, C.F.A. Sobre um índice de participação das massas de ar e suas possibilidades de aplicação à classificação climática. **Revista Geográfica**, T. 33, n. 61, p. 59-69, 1964.

MONTEIRO, C. A. F. Clima. Rio de Janeiro: IBGE, Tomo 1, v. 4, 1968. p.114-166.

MONTEIRO, C.A.F. A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil. Contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil. São Paulo: Instituto de Geografia/USP, 1969.

MONTEIRO, C.A.F. Análise rítmica em Climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. **Série Climatologia**. São Paulo: Instituto de Geografia/USP, 1971.

MONTEIRO, C. A. F. **Teoria e Clima Urbano**. 191f. Tese (Livre Docência em Geografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

MONTEIRO, C. A. F. Clima e Excepcionalismo: conjecturas sobre o desempenho da atmosfera como fenômeno geográfico. Florianópolis: Editora da UFSC, 1991.

MONTEIRO, C. A. de F. De tempos e ritmos: entre o cronológico e o meteorológico para a compreensão geográfica dos climas. **Geografia**, Rio Claro, v. 26, n. 3, p. 131-154, 2001.

MORAES, F.D.S.; AQUINO, F.E; MOTE, T.L.; DURKEE, J.D.; MATTINGLY, K.S. Atmospheric characteristics favorable for the development of mesoscale convective complexes in southern Brazil. **Climate Research**, v. 80, n. 1, p. 43-58, 2020.

MURTUGUDDE, R. G. et al. Relationship between zonal and meridional modes in the tropical Atlantic. **Geophysical research letters**, v. 28, n. 23, p. 4463-4466, 2001.

NAMIAS, J. Multiple causes of the North American abnormal winter 1976–77. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 3, p. 279-295, 1978.

NASCIMENTO JUNIOR, L. As chuvas no Paraná: Variabilidade, teleconexões, e impactos de eventos extremos. 162f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Campus de Presidente Prudente, Presidente Prudente, 2013.

NASCIMENTO JUNIOR, L. Aspectos observacionais das teleconexões climáticas no contexto da variabilidade. **OBSERVATORIUM: Revista Eletrônica de Geografia**, v.6, n.16, p. 46-58, mai. 2014.

NASCIMENTO JÚNIOR, L. Perspectivas da Variabilidade Climática. **Geografia em Questão**, v. 10, n. 1, 2017.

NASCIMENTO JUNIOR, L.; COLLICHON, E. Para além da homogeneidade! variabilidade e estrutura espaço-temporal das chuvas da região sul do brasil. **Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, p. 3441 – 3455, 2021.

NERY, J. T.; VARGAS, W.M.; MARTINS, M.L.O. Caracterização da precipitação no Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 2, p. 81-89, 1997.

NERY, J. T.; STIVARI, S. M. S.; FREITAS, E. D.; MARTINS, M. L. O. F. Número de Dias com Precipitação Pluvial do Estado do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais. Foz do Iguaçu: XII SBMET, 2002.

NIMER, E. Um modelo metodológico da classificação de climas. **Revista Brasileira de Geografia - IBGE**, Rio de Janeiro, nr 4, ano 41, p. 59-89, out/dez.1979.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, 2^a edição, 1989; 421p.

NITSCHE, P.R; CARAMORI, P.H; RICCE, W.S; PINTO, L.F.D. Atlas Climático do Estado do Paraná. Londrina, PR: IAPAR, 2019.

NOAA. Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series. 2018.

NOGAROLLI, M. **Evolução climática do Estado do Paraná: 1970 – 1999**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2007.

NUNES, L. H. **A escala nas ciências atmosféricas**. Instituto Geológico. São Paulo, n.19 (1/2), jan./dez./1998, p. 71-73.

OKUMURA, Y. M. ENSO diversity from an atmospheric perspective. **Current Climate Change Reports**, v. 5, p. 245-257, 2019.

PAISANI, J.C.; SANTOS, L.J.C.; GOUDARD, G; GOULART, A.A.; BIFFI, V.H.R. Subtropical Araucaria Plateaus. In: SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C.; PAISANI, J.C (orgs). **The Physical Geography of Brazil**, Springer Nature Switzerland AG, 2019.

PANDOLFO, C.; BRAGA, H. J.; SILVA JR, V. P. da; MASSIGNAM, A. M., PEREIRA, E. S.; THOMÉ, V. M. R.; VALCI, F.V. **Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: Epagri, 2002.

PARKER, D.; FOLLAND, C.; SCAIFE, A.; et al. Decadal to multidecadal variability and the climate change background. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D18, p. D18115, 2007.

PBMC. Impactos, vulnerabilidades e adaptação. **Primeiro Relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas**, Volume 2, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

PETTITT, A. N. A non-parametric approach to the change-point problem. **Applied Statistics**. v. 28, n. 2, p. 126-135. 1979.

PHILANDER, S.G. El Niño, La Niña and Southern Oscillation. San Diego: Academic Press, 1990.

PINHEIRO, G.M. **Variabilidade temporo-espacial da pluviosidade na bacia do alto Iguaçu**. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2016.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil. Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theor. Appl. Climatology**, v.42, p.81-91, 1990.

RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.

REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R.P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 48-55, 2009.

REBOITA, M.S.; GAN. M. A.; DA ROCHA, S.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M.S.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T.; GOUVEIA, C.D. Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 7, p. 1929-1944, 2015.

REBOITA, M. S., AMBRIZZI, T., SILVA, B. A., PINHEIRO, R. F., DA ROCHA, R. P. The South Atlantic subtropical anticyclone: present and future climate. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, p. 8, 2019.

REBOITA, M. S., AMBRIZZI, T., CRESPO, N. M., DUTRA, L. M. M., FERREIRA, G. W. D. S., REHBEIN, A; DRUMOND, A., DA ROCHA, R.P.; SOUZA, C.A. Impacts of teleconnection patterns on South America climate. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1504, n. 1, p. 116-153, 2021a.

REBOITA, M.S.; OLIVEIRA, K.R; CORREA, P.Y.C.; RODRIGUES, R. Influência dos diferentes tipos do fenômeno El Niño na precipitação da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 2, p. 729-742, 2021b.

REN, H-LI; JIN, F-F. Niño indices for two types of ENSO. **Geophysical Research** Letters, v. 38, n. 4, 2011.

RENWICK, J. A. Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 3058-3068, 2002.

REYNOLDS, R.W., N.A. RAYNER, T.M. SMITH, D.C. STOKES; W. WANG. An Improved in Situ and Satellite SST Analysis for Climate. **J. Climate**, 15, 2002, 1609-1625.

RIBEIRO, A.G. As escalas do clima. **Boletim de Geografia Teorética**, v. 23, n. 45-46, p. 288-294, 1993.

RIBEIRO, B.Z. **Climatologia sinótica das frentes quentes no sudeste da América do Sul**. 171f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 2014.

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.

RODRIGUES, R. R.; CAMPOS, E. J.D; HAARSMA, R. The impact of ENSO on the South Atlantic subtropical dipole mode. **Journal of Climate**, v. 28, n. 7, p. 2691-2705, 2015.

RODRIGUES, R. R., TASCHETTO, A. S., GUPTA, A. S., FOLTZ, G. R. Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic. **Nature Geoscience**, 12(8), p. 620-626, 2019.

ROGERS, J.C.; VAN LOON, H. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part 11: Some oceanic and atmospheric effects at middle and high latitudes. **Monthly Weather Review**, v,107, p. 509 – 519, 1979.

ROGERSON, P.A. **Métodos estatísticos para Geografia:** um guia para o estudante. 3^aed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v.2, p.268-284, 1989.

ROSA, M.B.; FERREIRA, N.J.; GAN, M.A.; MACHADO, L.H.R. Energetics of cyclogenesis events over the southern coast of Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 231-245, 2013.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul: Variabilidade, Tendências e Tipologia**. Tese (Doutorado em Geografia). 240f. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, RS. 2011.

ROSSO, F. V.; BOIASKI, N. T.; FERRAZ, S. E. T.; ROBLES, T. C. Influence of the Antarctic Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. **Atmosphere**, v. 9, p. 431, 2018.

RUDEVA, I.; SIMMONDS, I. Variability and Trends of Global Atmospheric Frontal Activity and Links with Large-Scale Modes of Variability. **Journal of Climate**, v. 28, p. 3311-3330, 2015.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E.J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.

SANCHES, F.O. **Os areais do sudoeste do Rio Grande do Sul: estudo sobre as chuvas no Século XX e um possível cenário para o Século XXI**. 205 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2013.

SANT'ANNA NETO, J.L. Por uma Geografia do Clima. Antecedentes históricos, paradigmas contemporâneos e uma nova razão para um novo conhecimento. **Terra Livre**. São Paulo, n. 17, p. 49-62, 2001.

SANT'ANNA NETO, J. L. Da climatologia geográfica a geografia do Clima: Gênese, paradigmas e aplicação do clima como fenômeno geográfico. In: **Anpege**, v. 4, 2008, p. 61 – 88.

SANT'ANNA NETO, J.L. Escalas geográficas do clima: mudança, variabilidade e ritmo. In: AMORIM, M.C.C.T; SANT'ANNA NETO, J.L; MONTEIRO, A. **Climatologia urbana e regional: questões teóricas e estudos de caso**. Expressões, São Paulo, 2013, p. 75 – 91.

SANTOS, R.S. **Homogeneidade e reconstrução de séries climatológicas para localidades no estado de Minas Gerais**. 100f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2012.

SATTARI, M.T; REZAZADEH-JOUDI, A; KUSIAK, A. Assessment of different methods for estimation of missing data in precipitation studies. **Hydrology Research**, v. 48, n. 4, p. 1032-1044, 2016.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. Eds. KAROLY D. J.; VICENT, D. G. **American Meteorological Society, Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

SCHNEIDER, U., HÄNSEL, S., FINGER, P., RUSTEMEIER, E., ZIESE, M. **GPCC Full Data Monthly Product Version 2022 at 0.25°:** Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data, 2022.

SCHLESINGER, M.E.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. **Nature**, v.367, p. 723-726, 1994.

SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J.C; AQUINO, F.E; VIANA, D.R. Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 23, p. 1-10, 2018.

SERVAIN, J. et al. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 485-488, 1999.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo à Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2, 133-150, 1987.

SILVA, E.S. Variabilidade da precipitação pluviométrica nas regiões sudeste e sul do Brasil. 211 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Faculdade de Ciências Agronômicas da UNESP – Campus de Botucatu, Universidade Estadual de São Paulo. Botucatu, 2006.

SILVA, G.A.M., AMBRIZZI, T. Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer- two case studies. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 283-287, 2006.

SILVA, G.A.M., AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over Southeastern South America and extratropical cyclones behavior during inter-El Niño events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, p. 303-310, 2010.

SILVA, G.A.M.; DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and applied climatology**, v. 106, n. 3-4, p. 307-319, 2011.

SILVA, M.E.S; SILVA, C.B. Variabilidade Climática–processos físicos e dinâmicos nos oceanos e atmosfera. **Revista do Departamento de Geografia**, p. 372-406, 2012.

SILVA, M.E.S; SILVA, C.B. Influência da Oscilação Decadal do Pacífico e do padrão Pacific South America no clima da América do Sul para o período 1970-2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.

SILVA, C. B.; SILVA, M. E. S.; AMBRIZZI, T. Climatic variability of river outflow in the Pantanal region and the influence of sea surface temperature. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, p. 97-109, 2017.

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, 2003.

SORRE, M. Les fondements de la Géograhie Humaine. **Tome Premier: Les fondaments biologiques**. Paris: Armand. Colin, 1951. P. 13-43.

SOUZA, P. Estudo da variabilidade da precipitação no estado do Paraná associado à anomalia da TSM no oceano Pacífico. 84f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, 2006.

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I.F.A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 14, p. 2091-2105, 2009.

SOUZA, P. Estudo da variabilidade da precipitação e vazão na bacia do rio Iguaçu associada a anomalia de temperatura da superfície do mar no oceano Pacífico Equatorial. 146 f. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, 2013.

SOUZA, C. A. de; REBOITA, M. S. Ferramenta para o Monitoramento dos Padrões de Teleconexão na América do Sul. **Terrae Didática**, Campinas, SP, v. 17, 2021.

STENSETH, N. C. *et al.* Studying climate effects on ecology through the use of climate indices the North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond. **Proc. R. Soc**. Lond. B. 2003.

STUECKER, M.F., A. TIMMERMANN, F.F. JIN, CHIKAMOTO, Y., ZHANG, W., WITTENBERG, A. T., WIDIASIH, E.; ZHAO, S. Revisiting ENSO/Indian Ocean dipole phase relationships. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 5, p. 2481-2492, 2017.

SUGAHARA, S. et al. Homogeneity assessment of a station climate series (1933–2005) in the Metropolitan Area of São Paulo: instruments change and urbanization effects. **Theoretical and applied climatology**, v. 107, n. 3, p. 361-374, 2012.

SUN, X.; COOK, K.H.; VIZY, E.K. The South Atlantic subtropical high: Climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279-3296, 2017.

TAVARES, A. C. **Variabilidade e mudanças climáticas**. 228 f. Tese (Livre Docência em Climatologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

TEDESCHI, R. G. As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e nos seus eventos extremos sobre a América do Sul - observações, simulações e projeções. 256f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

TEDESCHI, R.G.; CAVALCANTI, I.F.A.; GRIMM, A.M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**. 33: 1382-1400, 2013.

TEDESCHI, R. G., GRIMM, A. M., CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, 35(8), 2045-2064. 2015.

TEDESCHI, R. G., GRIMM, A. M., CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. **International Journal of Climatology**, 36(15), 4797-4814. 2016.

TERRAY, P. Application of Weighted Empirical Orthogonal Function Analysis to ship's datasets. In: **Quatrième Journée Statistique IPSL (Classification et Analyse Spatiale)**. 2002. p. 11-28.

TERASSI, P.M.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**, v. 21, 2017.

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

TIMMERMANN, A.; OKUMURA, Y.; CLEMENT, A.; DONG, B.; GUILYARDI, E.; HU, A.; JUNGCLAUS, J.H.; RENOLD, M.; STOCKER, T.F.; STOUFFER, R.J.; SUTTON, R.; XIE, S.; YIN, J. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. **Journal of Climate**, v.20, p. 4899 – 4919, 2007.

TORRES, F. T. P.; MACHADO, P. J. de O. Introdução à Climatologia. São Paulo: Cengage Learning, 2011.

TASCHETTO, A.S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall?. **Climate dynamics**, v. 38, p. 1615-1628, 2012.

TRENBERTH, K.E.; CARON, J.M. The Southern Oscillation revisited: sea level pressures, surface temperatures and precipitation. **Journal of Climate**. v.13, p.4358-4365, 2000.

TROPPMAIR, H. Perfil fitoecológico do Estado do Paraná. **Boletim de Geografia**. Maringá. UEM, v. 8, n. 1. 1990, p. 67-81.

VAN LOON, H.; ROGERS, J.C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 3, p. 296-310, 1978.

VANHONI, F.; MENDONÇA, F.A. O clima do litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, 2008.

VELASCO I., FRITSCH J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VALENTE, P.T. Influência do ENSO, SAM e PSA na precipitação do sudeste da América do Sul de 1951 a 2020. 150f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande. 2022.

VASCONCELLOS, F. C.; PIZZOCHERO, R. M.; CAVALCANTI, I. F.A. Month-to-month impacts of Southern annular mode over South America climate. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, n. 1, p. 783-792, 2019.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904-2920, 1997.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; BARROS, V.; CARRIL, A. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, 17, 1741–1753, 2004.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE;. SILVA DIAS, P. L; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

VIALE, Maximiliano et al. Contrasting climates at both sides of the Andes in Argentina and Chile. **Frontiers in Environmental Science**, v. 7, p. 69, 2019.

VINCENT, D. G. Pacific Ocean. In KAROLY, D.G. VINCENT, D.G. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society, Boston, v. 27, n. 49, p. 101-118, 1998.

WALKER, G.T. Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather. **Mem. Indian Meteorol. Dep**., v. 24, p. 275-332, 1924.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. World weather. **Memoirs of the royal meteorological society**. v. 4, p. 53-84, 1932.

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Meteorological Weather Review**. Vol. 109, p. 785-812, 1981.

WANDERLEY, H. S.; AMORIM, R. F. C.; CARVALHO, F. O. Variabilidade espacial e preenchimento de falhas de dados pluviométricos para o estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, p. 347 - 354, 2012.

WANG, C.; DESER, C.; YU, J-Y.; DINEZIO, P.; CLEMENT, A. El Niño – Southern Oscillation (ENSO): a review. In: GLYMN, P.; MANZELLO, D.; ENOCHS, I (eds). **Coral reefs of the Eastern Pacific**. Springer Science Publisher, 2016, p.85-106.

WANG, G.; CAI, W. Climate-change impact on the 20th-century relationship between the Southern Annular Mode and global mean temperature. **Scientific reports**, v. 3, n. 1, p. 2039, 2013.

WANNER, H.; et al. North Atlantic Oscillation - concepts and studies. **Surveys in Geophysics**. Vol. 22, p. 321-382, 2001.

WELLS, N. **The atmosphere and ocean: a physical introduction**. 2^aed. Chichester: John Wiley & Sons, 1998.

WELTER, V. Precipitação em verões sob influência de eventos ENOS canônico e Modoki no sudeste da América do Sul. 76f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, campus de M. C. Rondon. Marechal Cândido Rondon, 2018.

WENG, H.; ASHOK K.; BEHERA S. K.; RAO S. A.; YAMAGATA T. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. **Climate Dynamics**, 29, p. 113-129, 2007.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2^a ed. San Diego - CA: Elsevier, 2006.

WOLD, H. "Nonlinear Iterative Partial Least Squares (NIPALS) Modeling: Some **Current Developments**", in P.R. Krishnaiah [ed.]. Multivariate Analysis II, Proceedings of an International Symposium on Multivariate Analysis held at Wright State University, Dayton, Ohio, June 19-24, 1972, New York: Academic Press, 1973, p. 383-407.

WOLTER, K.; TIMLIN, M.S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext). **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 7, p. 1074-1087, 2011.

WREGE, M. S., STEINMETZ, S., REISSER JUNIOR, C. A. R. L. O. S., & de 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, 2012.

YAMAMOTO, J. K. **Geoestatística: conceitos e aplicações**. – São Paulo: Oficina de Textos, 2013.

YAMAMOTO, A.; PALTER, J. B. The absence of an Atlantic imprint on the multidecadal variability of wintertime European temperature. **Nature communications**, v. 7, n. 1, p. 1-8, 2016.

YEH, S.W., KUG, J.S., DEWITTE B., KWON, M-H., KIRTMAN, B.P., JIN, F-F. El Niño in a changing climate. **Nature**, v. 461, n. 7263, p. 511-514, 2009.

YU J-Y.; KIM, S.T. Identifying the types of major El Niño events since 1870. **International Journal of Climatology** 33: 2013.

ZANGALLI JUNIOR, P.C; SANT'ANNA NETO, J.L. Mudanças Climáticas Globais: uma questão de escala. **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, v.1, n.5, p.619 – 627, 2012.

ZANGALLI JUNIOR, P.C. A natureza do clima e o clima das alterações climáticas. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 26, p. 295 – 311. 2020.

ZAVATTINI, J.A. A climatologia geográfica brasileira, o enfoque dinâmico e a noção de ritmo climático. **Geografia**, p. 5-24, 1998.

ZAVATTINI, J.A. O tempo e o espaço nos estudos do ritmo do clima no Brasil. **Geografia**, p. 101-131, 2002.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal** of Climate, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998.

Latitude	Longitude	Altitude (m)	Código	Estado	Nome	% de falbas
-22.85	-50.87	356.3	2250028	PR	PARANAGI	0.38%
-22,96	-50,77	345,5	2250030	PR	CAMPO ALEGRE	0,19%
-22,95	-50,65	402,9	2250031	PR	TRÊS CANTOS (DESPEDIDA)	11,17%
-22,97	-50,48	408,6	2250032	PR	SÃO JOAQUIM DO PONTAL	0,00%
-22,97	-50,27	421,8	2250033	PR	NOSSA SENHORA APARECIDA	0,00%
-22,98	-50,00	489,0	2250035	PR	FAZENDA FLORA	12,50%
-22,95	-51,20	508,8	2251027	PR	BELA VISTA DO PARAÍSO	8,52%
-22,90	-51,89	498,2	2251033	PR	ALTO ALEGRE	0,00%
-22,79	-51,71	430,8	2251037	PR	CAFEARA	0,38%
-22,77	-51,23	332,8	2251038	PR	ALVORADA DO SUL	0,76%
-22,85	-51,03	370,4	2251039	PR	PRIMEIRO DE MAIO	0,00%
-22,70	-51,79	381,4	2251041	PR	SANTO INÁCIO	0,00%
-22,70	-51,64	382,3	2251042	PR	MAIRA	0,19%
-22,82	-51,60	491,9	2251069	PR	CENTENÁRIO DO SUL	0,00%
-22,86	-52,08	305,2	2252010	PR	VILA SILVA JARDIM	6,63%
-22,55	-52,04	294,5	2252013	PR	JARDIM OLINDA	0,00%
-22,65	-52,86	336,0	2252015	PR	DIAMANTE DO NORTE	0,38%
-22,65	-52,52	352,0	2252017	PR	FAZENDA SANTO ANTÔNIO	1,70%
-22,66	-52,13	305,0	2252019	PR	FAZENDA GUANABARA	7,77%
-22,77	-52,98	321,3	2252020	PR	NOVA LONDRINA	7,20%
-22,73	-52,62	442,6	2252022	PR	TERRA RICA	0,38%
-22,73	-52,45	398,7	2252023	PR	CRISTO REI	0,00%
-22,73	-52,35	392,9	2252024	PR	SANTO ANTÔNIO DO CAIUÁ	0,38%
-22,95	-52,80	467,9	2252025	PR	FAZENDA NOVO MATÃO	11,55%
-22,88	-52,53	516,2	2252027	PR	FAZENDA AURORA	0,38%
-22,77	-53,27	248,8	2253002	PR	PORTO RICO	0,19%
-22,80	-53,16	373,2	2253008	PR	LEONI	1,70%
-22,97	-53,40	387,1	2253010	PR	ICATU	2,46%
-22,97	-53,28	394,6	2253011	PR	SANTA CRUZ DO MONTE CASTELO	3,79%
-22,93	-53,03	464,7	2253013	PR	FAZENDA ERECHIM	3,41%
-23,87	-48,00	643,9	2347050	SP	SÃO MIGUEL ARCANJO	8,90%
-23,73	-47,93	726,1	2347149	SP	SANTA CRUZ DOS MOTAS	7,39%
-23,10	-48,92	786,7	2348008	SP	AVARÉ	7,20%
-23,48	-48,42	603,3	2348017	SP	ANGATUBA	7,20%
-23,78	-48,35	649,3	2348026	SP	FAZENDA SÃO JOSÉ DO BOM RETIRO	16,10%
-23,58	-48,05	628,5	2348028	SP	ITAPETININGA	7,39%
-23,97	-48,95	618,1	2348031	SP	ITAPEVA	10,23%
-23,56	-48,39	595,1	2348033	SP	ANGATUBA	2,84%
-23,59	-48,49	590,4	2348034	SP	UHE JURUMIRIM C. DO MONTE ALEGRE	20,83%
-23,96	-48,28	642,0	2348037	SP	CERRADINHO	3,79%
-23,95	-48,42	695,6	2348076	SP	FAZENDA BOA ESPERANÇA	20,83%
-23,88	-48,77	702,5	2348088	SP	ENGENHEIRO BACELAR	14,39%
-23.03	-49.17	732.3	2349002	SP	CEROUEIRA CESAR	7.01%

APÊNDICE A – ESTAÇÕES PLUVIAIS UTILIZADAS NO ESTUDO

-23,19	-49,39	525,5	2349007	SP	PIRAJU	1,70%
-23,23	-49,47	713,5	2349011	SP	SARUTAIA (US. BOA VISTA - CLFSC)	7,39%
-23,45	-49,42	512,4	2349016	SP	TAGUAÍ (RIBEIRÓPOLIS)	13,83%
-23,53	-49,23	606,1	2349017	SP	TAQUARITUBA	9,47%
-23,71	-49,48	564,0	2349020	SP	ITAPORANGA	1,89%
-23,77	-49,95	547,5	2349033	PR	TOMAZINA	2,46%
-23,20	-49,75	690,6	2349036	PR	RIBEIRÃO CLARO	4,55%
-23,41	-49,98	635,9	2349059	PR	CONSELHEIRO ZACARIAS	2,46%
-23,55	-49,75	550,6	2349060	PR	PINTOS - NOVA BRASÍLIA	2,84%
-23,75	-49,62	525,1	2349061	PR	SANTANA DO ITARARÉ	2,46%
-23,91	-49,65	527,8	2349064	PR	SÃO JOSÉ DA BOA VISTA	3,22%
-23,09	-50,29	375,7	2350002	PR	UHE CAPIVARA ANDIRÁ	3,60%
-23,50	-50,65	694,5	2350006	PR	SANTO ANTÔNIO DO PARAÍSO	3,22%
-23,04	-50,07	419,4	2350011	PR	CAMBARÁ	8,52%
-23,30	-50,07	483,6	2350012	PR	SANTO ANTÔNIO DA PLATINA	10,23%
-23,10	-50,35	385,8	2350018	PR	BANDEIRANTES (FAC. AGRONOMIA)	7,77%
-23,35	-50,63	466,8	2350021	PR	DOUTOR CLOVIS	3,79%
-23,21	-50,80	444,3	2350023	PR	URAI	4,17%
-23,08	-50,75	484,3	2350026	PR	LEÓPOLIS	7,01%
-23,27	-50,43	469,3	2350029	PR	SANTA AMÉLIA	5,30%
-23,39	-50,92	521,0	2350032	PR	CERRO LEÃO	1,70%
-23,40	-50,35	607,5	2350033	PR	RIBEIRÃO DO PINHAL	3,60%
-23,78	-50,81	975,2	2350037	PR	TERRA NOVA	4,17%
-23,92	-50,25	686,0	2350041	PR	AMORINHA	4,17%
-23,89	-50,18	746,8	2350042	PR	PATRIMÔNIO DO CAFÉ	4,92%
-23,95	-50,02	612,0	2350043	PR	RIBEIRÃO DO CAFÉ	3,79%
-23,82	-50,13	639,7	2350046	PR	JAPIRA	10,42%
-23,63	-50,47	526,1	2350048	PR	SANTA MARIA DO RIO DO PEIXE	4,36%
-23,63	-50,31	510,2	2350049	PR	CALIXTO	4,73%
-23,55	-50,40	484,2	2350052	PR	TRIOLÂNDIA	3,79%
-23,45	-50,23	511,5	2350053	PR	JUNDIAÍ DO SUL	3,60%
-23,52	-50,03	501,8	2350054	PR	GUAPIRAMA	3,60%
-23,90	-50,57	760,0	2350061	PR	SAPOPEMA	6,06%
-23,85	-50,39	530,5	2350062	PR	USINA FIGUEIRA	2,84%
-23,30	-51,15	546,4	2351003	PR	LONDRINA (EST. AGROCLIMAT.)	2,46%
-23,70	-51,77	582,2	2351004	PR	BOM SUCESSO	4,17%
-23,27	-51,02	403,2	2351011	PR	IBIPORA	10,42%
-23,42	-51,95	556,2	2351013	PR	MARINGÁ	4,55%
-23,86	-51,86	414,3	2351023	PR	SÃO PEDRO DO IVAÍ	3,98%
-23,82	-51,67	468,5	2351024	PR	KALORE	7,39%
-23,76	-51,41	647,1	2351026	PR	RIO BOM	3,79%
-23,83	-51,27	868,0	2351027	PR	SÃO JOSÉ	4,55%
-23,65	-51,98	382,6	2351028	PR	ITAMBÉ	4,17%
-23,61	-51,86	452,1	2351029	PR	SÃO MIGUEL DO CAMBUI	4,55%
-23,07	-51,26	406,7	2351031	PR	PRATA	3,79%
-23,52	-51,23	631,1	2351035	PR	SÃO LUIZ	4,55%

-23,65	-51,35	740,9	2351037	PR	CALIFORNIA	3,98%
-23,75	-51,03	665,9	2351040	PR	FABRICA DE PAPELÃO (SERRARIA)	15,53%
-23,98	-51,08	1017,1	2351041	PR	BAIRRO TRÊS VENDAS	4,36%
-23,66	-51,60	626,4	2351043	PR	CRUZEIRO	5,11%
-23,48	-51,91	502,2	2351044	PR	VALE AZUL (EST. JAGUARAUNA KM18)	5,30%
-23,40	-51,87	584,8	2351045	PR	GUAIAPO	4,17%
-23,40	-51,43	769,0	2351048	PR	ARAPONGAS	2,46%
-23,18	-51,83	521,3	2351050	PR	IGUARAÇU	5,30%
-23,24	-51,66	676,9	2351051	PR	ASTORGA	3,79%
-23,20	-51,45	621,4	2351053	PR	SÃO MARTINHO	4,17%
-23,32	-52,67	257,1	2352000	PR	PORTO PARAÍSO DO NORTE	3,41%
-23,82	-52,18	361,6	2352002	PR	QUINTA DO SOL	5,68%
-23,67	-52,12	286,8	2352010	PR	PORTO BANANEIRA	8,14%
-23,85	-52,03	373,9	2352014	PR	BELA VISTA DO IVAÍ	5,87%
-23,91	-52,95	446,0	2352026	PR	CANAÃ	4,17%
-23,91	-52,34	518,3	2352029	PR	PEABIRU	3,60%
-23,99	-52,20	425,7	2352030	PR	SILVIOLÂNDIA	5,49%
-23,80	-52,63	563,6	2352031	PR	IGARITE	3,60%
-23,80	-52,33	421,2	2352033	PR	SALTINHO	6,25%
-23,78	-52,25	450,9	2352034	PR	ENGENHEIRO BELTRÃO	3,79%
-23,67	-52,38	456,9	2352035	PR	MALU - TERRA BOA	3,79%
-23,32	-52,30	503,5	2352037	PR	FLORAI	3,98%
-23,40	-52,20	541,7	2352038	PR	OURIZONA	4,17%
-23,22	-52,35	478,9	2352039	PR	IVAITINGA	4,36%
-23,67	-52,98	440,4	2352042	PR	OURO VERDE	3,98%
-23,48	-52,70	480,9	2352044	PR	INDIANÓPOLIS	10,80%
-23,47	-52,55	458,4	2352045	PR	JAPURÁ	4,92%
-23,38	-52,93	349,4	2352046	PR	CIDADE GAUCHA	3,60%
-23,15	-52,95	377,8	2352048	PR	GAUCHINHA	3,60%
-23,02	-52,92	466,3	2352050	PR	PLANALTINA DO PARANÁ	1,33%
-23,09	-52,78	405,0	2352051	PR	AMAPORÃ	3,98%
-23,08	-52,67	427,7	2352052	PR	DEPUTADO JOSÉ AFONSO	4,17%
-23,53	-52,38	335,4	2352053	PR	COPACABANA DO NORTE	3,60%
-23,53	-52,05	483,5	2352055	PR	FLORIANO	6,44%
-23,08	-52,96	385,5	2352060	PR	COMUR	3,79%
-23,62	-52,20	333,4	2352061	PR	SÍTIO FLORESTA	3,98%
-23,18	-52,18	528,0	2352062	PR	NOVA ESPERANÇA	3,79%
-23,92	-53,13	335,4	2353002	PR	BALSA DO GOIO - ERE	3,79%
-23,85	-53,88	317,7	2353003	PR	ALTÔNIA	3,98%
-23,78	-53,08	464,9	2353004	PR	CRUZEIRO DO OESTE	7,01%
-23,73	-53,49	385,3	2353005	PR	XAMBRE	5,87%
-23,98	-53,17	370,0	2353006	PR	MARILUZ	4,92%
-23,08	-53,48	322,3	2353010	PR	QUERÊNCIA DO NORTE	3,79%
-23,80	-53,68	419,3	2353016	PR	PÉROLA	5,11%
-23,69	-53,91	353,0	2353019	PR	BAIRRO GURUCAIA	4,36%
-23,72	-53,71	380,6	2353020	PR	PINDORAMA	3,60%
22.62	F2 27	200.0	2252022			2 700/
--------	---------	--------------	---------	-----	------------------------------	--------
-23,62	-53,37	398,6	2353022		SERRA DOS DOURADOS	3,79%
-23,01	-53,20	303,0	2353023			5,87%
-23,48	-55,75	420.1	2353025			4,55%
-23,53	-53,40	420,1	2353027			4,17%
-23,55	-53,32	441,7	2353028			3,60%
-23,49	-53,08	442,7	2353029	PR		5,11%
-23,38	-53,62	327,6	2353031			4,36%
-23,37	-53,28	364,8	2353033		DOURADINHA	3,98%
-23,32	-53,07	388,8	2353034			4,55%
-23,13	-53,28	356,7	2353038			3,98%
-23,18	-53,07	296,9	2353041	PR		3,60%
-23,19	-53,20	260,8	2353044		NOVO PORTO TAQUARA	3,79%
-23,95	-53,97	287,5	2353047	PR	IGUAIPORA	3,79%
-24,28	-47,95	52,9	2447012	SP	RIBEIRAO DA SERRA	7,20%
-24,35	-47,72	90,9	2447018	SP	ESCALVADO	8,33%
-24,50	-47,85	37,7	2447026	SP	REGISTRO	7,58%
-24,53	-47,53	69,9	2447028	SP	SITIO GRANDE	9,66%
-24,60	-47,88	13,3	2447030	SP	BARRA DO CAPINZAL	8,90%
-24,72	-48,02	98,6	2447034	SP	JACUPIRANGA	8,90%
-24,72	-47,88	31,0	2447036	SP	PARIQUERA-AÇU	6,82%
-24,70	-47,57	6,0	2447037	SP	IGUAPE	7,77%
-24,93	-47,95	24,3	2447040	SP	ITAPITANGUI	7,20%
-24,32	-47,62	23,0	2447046	SP	JUQUIÁ	7,95%
-24,27	-48,90	876,8	2448009	SP	PINARA	13,64%
-24,52	-48,85	903,9	2448013	SP	APIAÍ	6,82%
-24,55	-48,43	144,7	2448015	SP	BARRA DOS PILÕES	7,20%
-24,59	-48,59	109,7	2448017	SP	IPORANGA	3,41%
-24,60	-48,22	62,3	2448018	SP	ITAPEUNA	20,64%
-24,75	-48,50	160,2	2448026	SP	BARRA DO TURVO	8,71%
-24,72	-48,75	176,2	2448035	PR	TATUPEVA	4,36%
-24,75	-48,48	194,4	2448036	SP	CÓRREGO COMPRIDO	7,95%
-24,76	-48,97	226,2	2448037	PR	FAZENDA BOA VISTA (CRICIUMA)	3,79%
-24,43	-48,58	650,1	2448046	SP	CABOCLOS	8,52%
-24,55	-48,68	199,0	2448057	SP	SERRA DOS MOTAS	0,76%
-24,66	-49,00	168,9	2449000	PR	CAPELA DA RIBEIRA	2,84%
-24,05	-49,10	731,5	2449001	SP	ENGENHEIRO MAIA	7,39%
-24,80	-49,28	326,4	2449006	PR	BALSA DO CERRO AZUL	2,08%
-24,75	-49,33	556,8	2449007	PR	TURVO	2,84%
-24.84	-49.27	320.6	2449008	PR	CERRO AZUL MONTANTE	6.44%
-24,53	-49,93	1057.1	2449011	PR	PIRAÍ DO SUL	3,98%
-24.57	-49.17	650.4	2449016	SP	ITAPIRAPUA	18,56%
-24.95	-49.30	560.9	2449020	PR	COSTAS	5.87%
-24 57	-49 47	812.1	2449021	PR	DR IIIISSES	3 79%
-24.85	-49 47	<u>471</u> Q	2449021	PR	SÃO SEBASTIÃO	4 17%
_27,05	_/Q /\Q	Q2/ /	2445025	PP	TLINAS	4 17%
_2/ 0/	_10 07	070.0	2440024		ΔΡΑΦΑ	/ 720/
-24,34	-49,02	5,5,5	2443020	E L	ADAFA	4,7370

-24,77	-49,70	1040,6	2449028	PR	SOCAVÃO	4,36%
-24,63	-49,68	1053,1	2449030	PR	TABOR (FAZENDA MARÃO)	3,79%
-24,50	-49,73	1017,0	2449032	PR	CAPINZAL - PIRAI DO SUL	3,60%
-24,38	-49,58	979,2	2449036	PR	EDUARDO XAVIER DA SILVA	3,79%
-24,26	-49,73	854,5	2449040	PR	JAGUARIAIVA	3,98%
-24,10	-49,47	614,7	2449044	PR	SENGES	3,79%
-24,07	-49,65	624,6	2449045	PR	BARRA MANSA	5,49%
-24,62	-49,05	239,9	2449057	SP	CATAS ALTAS	1,14%
-24,97	-49,47	521,6	2449063	PR	BALSA DO JACARÉ	7,58%
-24,51	-50,40	736,2	2450002	PR	TIBAJI	0,00%
-24,03	-50,69	522,8	2450003	PR	UHE MAUÁ RIBEIRÃO DAS ANTAS JUSANTE	19,89%
-24,21	-50,92	786,4	2450008	PR	ORTIGUEIRA	5,68%
-24,33	-50,62	728,3	2450011	PR	TELÊMACO BORBA	9,66%
-24,77	-50,07	969,9	2450013	PR	CHÁCARA CACHOEIRA	3,60%
-24,98	-50,27	892,2	2450021	PR	BOCAINA	6,82%
-24,95	-50,00	1013,3	2450024	PR	CATANDUVA DE FORA (RONCA PORCO)	3,79%
-24,68	-50,30	999,5	2450025	PR	FAZENDA SÃO CARLOS (SABÃO)	4,73%
-24,63	-50,13	992,5	2450026	PR	COLÔNIA IAPÓ	3,60%
-24,37	-50,10	925,3	2450031	PR	GUARICANGA - PIRAI DO SUL	5,30%
-24,22	-50,23	942,7	2450034	PR	VENTANIA	3,98%
-24,26	-50,08	954,3	2450036	PR	FAZENDA REDOMONA	10,42%
-24,49	-50,82	903,9	2450040	PR	JOSÉ LACERDA	3,79%
-24,03	-50,08	721,5	2450048	PR	CARATUVA	4,55%
-24,96	-50,89	705,3	2450049	PR	SALTINHO	3,60%
-24,67	-50,94	859,6	2450050	PR	BARREIRO	17,23%
-24,42	-50,97	611,1	2450052	PR	RIO NOVO	1,89%
-24,87	-50,65	960,1	2450054	PR	CERRO AZUL	8,71%
-24,65	-50,85	940,3	2450058	PR	RESERVA	20,45%
-24,05	-51,62	377,6	2451002	PR	UBÁ DO SUL	3,03%
-24,83	-51,15	519,8	2451003	PR	TEREZA CRISTINA	5,30%
-24,11	-51,48	401,1	2451006	PR	PORTO MONTEIRO	3,22%
-24,93	-51,88	955,6	2451010	PR	SANTA MARIA DO OESTE	3,60%
-24,75	-51,77	897,6	2451013	PR	PITANGA	3,60%
-24,25	-51,65	616,8	2451014	PR	IVAIPORÃ	1,33%
-24,52	-51,67	881,8	2451015	PR	MANOEL RIBAS	3,22%
-24,34	-51,42	430,9	2451017	PR	PORTO ESPANHOL	1,14%
-24,02	-51,95	335,0	2451020	PR	BARBOSA FERRAZ	2,84%
-24,78	-51,95	902,0	2451021	PR	BARRA GRANDE	4,17%
-24,25	-51,53	589,7	2451022	PR	JACUTINGA	3,60%
-24,62	-51,83	750,6	2451026	PR	ARROIO GRANDE	3,79%
-24,91	-51,66	899,2	2451027	PR	CARAZINHO	3,79%
-24,93	-51,63	998,2	2451028	PR	BOA VENTURA DE SÃO ROQUE	3,60%
-24,92	-51,37	889,5	2451029	PR	FAXINAL DA BOA VISTA	4,36%
-24,76	-51,62	900,0	2451032	PR	RIO DO SUSTO (CASCATA)	4,55%
-24,83	-51,28	717,9	2451034	PR	JACIABA	4,55%
-24,86	-51,01	924,7	2451035	PR	BAIRRO DA IMBUIA	3,60%

-24 64	-51 76	921 3	2451036	PR	BOM RETIRO	4 73%
-24.62	-51.27	577.2	2451038	PR	FAXINAL DE CATANDUVAS	3.79%
-24.57	-51.15	844.6	2451043	PR	BARRA BONITA	4.17%
-24.42	-51.93	597.5	2451044	PR	NOVA TEBAS	4.36%
-24.35	-51.69	815.3	2451045	PR	ALTO PORÃ	6.06%
-24.37	-51.50	541.5	2451046	PR	ARIBANHA	4.36%
-24.32	-51.30	696.4	2451047	PR	RIO BRANCO DO IVAL	4,17%
-24.11	-51.73	607.8	2451049	PR	POUSO ALEGRE	4.73%
-24.75	-52.70	349.2	2452000	PR	BALSA DO CANTU	4.17%
-24.55	-52.90	350.8	2452001	PR	PONTE DO GOIO - BANG	6.25%
-24.05	-52.37	564.9	2452007	PR	CAMPO MOURÃO	4.73%
-24.53	-52.98	466.3	2452009	PR	UBIRATÃ	3.60%
-24.13	-52.77	523.9	2452010	PR	JANIÓPOLIS	3.79%
-24.60	-52.80	598.8	2452011	PR	CAMPINA DA LAGOA	3.41%
-24.80	-52.70	464.6	2452012	PR	ALTAMIRA DO PARANÁ	4.73%
-24.28	-52.52	761.8	2452014	PR	MAMBORÊ	3.79%
-24.60	-52.27	740.0	2452015	PR	BONCADOR	3.60%
-24.88	-52.20	861.9	2452016	PR	PALMITAL	7.01%
-24.89	-52.47	707.0	2452019	PR	IARANIAI	5.30%
-24.09	-52 62	568.4	2452029	PR	FAROL	4 55%
-24.33	-52,93	468.2	2452033	PR	PRIMAVERA	4.92%
-24.43	-52.55	676.5	2452035	PR	GUARANI	3.98%
-24 32	-52.65	691.2	2452040	PR	PENSAMENTO	3 98%
-24.50	-52.24	807.4	2452041	PR	SANTO ANTÔNIO	4,17%
-24.50	-52.05	564.9	2452042	PR	ALTO SÃO JOÃO (RONCADOR)	4.73%
-24.42	-52.20	607.4	2452044	PR	MARILU	4.36%
-24.23	-52.40	639.2	2452045	PR	RIO DA VÁRZEA	2.65%
-24,28	-52,27	722,4	2452046	PR	LUIZIANA	4,17%
-24,29	-52,08	403,0	2452047	PR	ÁGUA FRIA	6,25%
-24,17	-53,73	240,9	2453000	PR	BALSA SANTA MARIA	11,74%
-24,56	-53,13	297,4	2453001	PR	PONTE DO PIQUIRI	3,41%
-24,01	-53,44	408,7	2453008	PR	ALTO PIQUIRI	3,60%
-24,20	-53,33	336,1	2453009	PR	PORTO FORMOSA	4,92%
-24,28	-53,32	398,3	2453010	PR	FORMOSA DO OESTE	3,98%
-24,80	-53,30	688,0	2453012	PR	CORBELIA	6,63%
-24,63	-53,10	351,4	2453013	PR	SALTO SAPUCAÍ	3,60%
-24,88	-53,07	545,6	2453014	PR	PONTE TOURINHO - BRAGANEY	6,44%
-24,19	-53,03	479,5	2453016	PR	GOIOERÊ	10,23%
-24,72	-53,85	513,6	2453017	PR	NOVA CONCÓRDIA	7,77%
-24,78	-53,90	531,2	2453026	PR	OURO VERDE DO OESTE	3,60%
-24,77	-53,64	615,0	2453027	PR	BOM PRINCÍPIO	3,60%
-24,62	-53,93	517,4	2453028	PR	DOIS IRMÃOS	3,98%
-24,61	-53,61	498,8	2453030	PR	BRAGANTINA	4,92%
-24,57	-53,38	535,1	2453037	PR	PALMITÓPOLIS	4,17%
-24,38	-53,16	288,4	2453043	PR	NOVO PORTO 2	8,90%
-24,42	-53,82	382,0	2453047	PR	VILA MARIPÁ	4,55%

			4.			
-24,39	-53,93	388,5	2453048	PR	ALTO SANTA FÉ	5,49%
-24,20	-53,53	375,8	2453050	PR	BRASILÂNDIA DO SUL	3,60%
-24,08	-53,95	297,3	2453052	PR	RIO BONITO	3,98%
-24,96	-53,24	662,3	2453056	PR	SÃO JOÃO DO OESTE	2,84%
-24,73	-53,72	487,1	2453059	PR	TOLEDO	12,31%
-24,69	-54,23	230,3	2454003	PR	ENTRE RIOS DO OESTE	3,79%
-24,65	-54,30	253,5	2454004	PR	GUAIRA PORTO	5,11%
-24,17	-54,10	380,1	2454006	PR	TERRA ROXA DO OESTE	3,98%
-24,98	-54,00	508,9	2454011	PR	SÃO SEBASTIÃO DO OESTE	3,60%
-24,78	-54,24	263,7	2454012	PR	SÃO CLEMENTE	3,79%
-24,45	-54,17	415,8	2454015	PR	NOVA MERCEDES	3,98%
-24,32	-54,22	329,1	2454016	PR	RANCHO ALEGRE	3,60%
-24,91	-54,20	255,4	2454018	PR	PONTE QUEIMADA	3,79%
-25,47	-48,83	14,2	2548000	PR	MORRETES	0,76%
-25,17	-48,88	782,6	2548001	PR	PRAIA GRANDE	6,82%
-25,23	-48,75	66,8	2548003	PR	COLONIA DO CACHOEIRA	0,95%
-25,27	-48,30	172,5	2548023	PR	GUARAQUEÇABA	13,07%
-25,08	-48,60	633,9	2548036	PR	POSTO FISCAL - KM 309	9,28%
-25,49	-48,99	975,1	2548041	PR	MANANCIAIS DA SERRA	4,55%
-25,08	-48,22	205,0	2548042	PR	RIO GUARAQUEÇABA	6,82%
-25,23	-48,42	5,0	2548043	PR	BANANAL	7,95%
-25,38	-48,87	111,0	2548047	PR	SÃO JOÃO DA GRACIOSA	5,30%
-25,60	-48,62	13,7	2548049	PR	COLÔNIA SANTA CRUZ	6,25%
-25,81	-48,92	294,4	2548052	PR	ILHA DO RIO CLARO	0,57%
-25,88	-48,58	6,3	2548053	PR	GUARATUBA	17,99%
-25,43	-48,77	13,3	2548068	PR	ANTONINA	3,79%
-25,06	-48,56	592,3	2548069	SP	RIO PARDINHO	7,77%
-25,95	-49,39	850,9	2549003	PR	RIO DA VÁRZEA DOS LIMA	3,41%
-25,45	-49,07	916,6	2549004	PR	PIRAQUARA	2,84%
-25,43	-49,27	900,6	2549006	PR	CURITIBA	2,27%
-25,52	-49,15	883,7	2549017	PR	FAZENDINHA	1,14%
-25,47	-49,57	926,8	2549019	PR	ITAQUI	4,17%
-25,35	-49,52	879,4	2549045	PR	BATEIAS	4,73%
-25,23	-49,63	807,0	2549047	PR	TRÊS CÓRREGOS	3,60%
-25,29	-49,52	800,8	2549048	PR	OURO FINO DE BAIXO	4,36%
-25,20	-49,12	988,1	2549051	PR	BOCAIÚVA DO SUL	3,60%
-25,13	-49,90	961,9	2549052	PR	ITAIACOCA	3,60%
-25,13	-49,55	831,8	2549053	PR	ERVALZINHO	3,60%
-25,07	-49,12	944,7	2549054	PR	SANTA CRUZ - TIGRE	4,73%
-25,00	-49,65	582,4	2549056	PR	PINHEIRINHO	4,55%
-25,80	-49,88	822,6	2549059	PR	PEDRA ALTA	3,60%
-25,86	-49,53	806,2	2549061	PR	QUITANDINHA	2,84%
-25,78	-49,32	900,5	2549062	PR	MANDIRITUBA	7,58%
-25,78	-49,15	933,4	2549063	PR	RINCÃO	5,30%
-25,43	-49,82	952,7	2549065	PR	COLÔNIA WITMARSUM	5,11%
-25,24	-50,96	743,5	2550000	PR	PRUDENTÓPOLIS CAPT. SANEPAR	4,73%

-25,13	-50,15	861,5	2550003	PR	SANTA CRUZ	0,57%
-25,95	-50,68	784,6	2550005	PR	RIO CLARO DO SUL (EUFROZINA)	2,84%
-25,02	-50,85	817,0	2550006	PR	IVAÍ	5,11%
-25,32	-50,00	796,4	2550015	PR	USINA MANOEL RIBAS	6,06%
-25,08	-50,39	779,2	2550016	PR	UHE MAUÁ UVAIA MONTANTE	14,39%
-25,95	-50,57	795,1	2550017	PR	PONTILHÃO FERRARIA	5,49%
-25,70	-50,01	933,8	2550028	PR	PEDRA LISA	3,98%
-25,47	-50,78	801,5	2550029	PR	GONÇALVES JUNIOR	3,60%
-25,70	-50,52	872,9	2550035	PR	TURVO	3,98%
-25,62	-50,20	807,6	2550037	PR	GUAIACA	3,60%
-25,62	-50,70	776,1	2550038	PR	REBOUÇAS	3,60%
-25,48	-50,30	824,2	2550041	PR	VIEIRAS	3,60%
-25,50	-50,08	949,7	2550042	PR	MANDACAIA	3,60%
-25,33	-50,77	877,3	2550043	PR	ΑΡΙΑΒΑ	4,17%
-25,37	-50,47	943,5	2550045	PR	TEIXEIRA SOARES	3,60%
-25,24	-50,60	883,8	2550048	PR	IMBITUVA	3,60%
-25,03	-50,78	912,5	2550052	PR	BOM JARDIM DO SUL	3,79%
-25,47	-50,98	802,8	2550053	PR	ITAPARA	4,55%
-25,15	-50,98	794,4	2550055	PR	SALTINHO	3,60%
-25,02	-50,85	817,0	2550056	PR	IVAí	3,60%
-25,20	-50,80	788,5	2550057	PR	GUAMIRANGA	4,17%
-25,69	-51,20	977,9	2551001	PR	LEONÓPOLIS	8,71%
-25,53	-51,44	1163,9	2551008	PR	COLÔNIA VITÓRIA	7,58%
-25,11	-51,81	1034,1	2551009	PR	CAMPINA DO SIMÃO	14,02%
-25,63	-51,09	1081,8	2551011	PR	COLÔNIA DALEGRAVE	3,79%
-25,57	-51,07	1239,1	2551014	PR	INÁCIO MARTINS	5,30%
-25,94	-51,26	881,6	2551017	PR	SANTANA	3,79%
-25,90	-51,10	1106,0	2551018	PR	PÁTIO VELHO (PINARÉ)	7,20%
-25,82	-51,10	1124,7	2551023	PR	FAZENDA ZANIOLO	4,17%
-25,65	-51,67	1039,0	2551024	PR	PINHÃO	2,84%
-25,73	-51,52	1161,6	2551025	PR	ZATARLÂNDIA (BOM RETIRO)	7,77%
-25,57	-51,25	1288,0	2551026	PR	CAMPINA BONITA	4,92%
-25,55	-51,55	1074,3	2551027	PR	COLONIA SOCORRO	10,80%
-25,25	-51,55	1119,2	2551033	PR	PALMEIRINHA	4,17%
-25,30	-51,43	1069,7	2551034	PR	INVERNADINHA	4,73%
-25,27	-51,25	1187,7	2551035	PR	CAMPO DE DENTRO	2,65%
-25,80	-51,85	1002,6	2551037	PR	PEDRO LUSTOSA	6,44%
-25,38	-51,08	772,6	2551038	PR	TIJUCO PRETO	3,60%
-25,28	-51,10	811,2	2551039	PR	RELÓGIO	5,49%
-25,04	-51,54	1010,9	2551040	PR	TURVO	7,58%
-25,15	-51,07	785,7	2551043	PR	VILA ESPERANÇA	4,55%
-25,45	-52,90	561,4	2552000	PR	QUEDAS DO IGUAÇU (CAMPO NOVO)	2,84%
-25,08	-52,88	815,8	2552006	PR	GUARANIAÇU	3,79%
-25,10	-52,27	792,5	2552008	PR	MARQUINHO	3,60%
-25,40	-52,44	809,8	2552009	PR	UHE SALTO OSÓRIO LARANJEIRAS DO SUL	3,98%
-25,30	-52,53	696,8	2552010	PR	NOVA LARANJEIRAS	3,60%

					1	
-25,22	-52,43	747,7	2552019	PR	CAMPO VERDE (FAXINAL DOS ÍNDIOS)	4,36%
-25,80	-52,02	917,8	2552022	PR	RESERVA DO IGUAÇU	3,60%
-25,70	-52,20	705,9	2552023	PR	CACHOEIRA	4,17%
-25,55	-52,11	760,8	2552025	PR	PASSO GRANDE	4,55%
-25,20	-51,99	841,2	2552026	PR	GOIOXIM	3,79%
-25,85	-52,73	668,2	2552029	PR	SÃO JOÃO DO OESTE	6,06%
-25,86	-52,53	740,2	2552030	PR	UHE SALTO SANTIAGO CHOPINZINHO PLU	3,98%
-25,82	-52,42	613,0	2552031	PR	BUGRE	5,11%
-25,73	-52,50	640,4	2552033	PR	SÃO LUIZ DO OESTE	4,36%
-25,72	-52,38	630,7	2552034	PR	BAIA	3,98%
-25,49	-52,53	663,5	2552036	PR	RIO BONITO DO IGUAÇU	3,98%
-25,52	-52,40	806,9	2552037	PR	PORTO BARREIRO	6,06%
-25,42	-52,84	615,4	2552038	PR	ESPIGÃO ALTO DO IGUAÇU	4,55%
-25,39	-52,77	598 <i>,</i> 8	2552039	PR	SÃO ROQUE	3,98%
-25,38	-52,20	734,8	2552040	PR	VIRMOND	4,55%
-25,94	-52,83	540,2	2552042	PR	ITAPEJARA DO OESTE	4,55%
-25,93	-52,71	478,8	2552043	PR	VISTA ALEGRE	4,55%
-25,98	-52,57	717,3	2552044	PR	CORONEL VIVIDA	6,44%
-25,72	-52,92	467,7	2552045	PR	IOLÓPOLIS	4,36%
-25,39	-52,96	646,8	2552046	PR	LINHA MIRIM	3,98%
-25,21	-52,65	852,2	2552047	PR	VILA GUARANI	4,55%
-25,57	-53,13	348,0	2553004	PR	CRUZEIRO DO IGUAÇU I	4,55%
-25,78	-53,31	445,4	2553007	PR	SALTO DO LONTRA	6,82%
-25,13	-53,85	574,9	2553009	PR	CÉU AZUL	3,60%
-25,92	-53,48	509,1	2553012	PR	AMPERE	3,79%
-25,58	-53,98	226,3	2553014	PR	PORTO MOISES LUPION	4,17%
-25,10	-53,07	865,5	2553019	PR	IBEMA	3,79%
-25,31	-53,87	463,0	2553020	PR	FLORIANO	4,92%
-25,07	-53,88	643,8	2553022	PR	VERA CRUZ DO OESTE	3,60%
-25,48	-53,62	375,8	2553024	PR	CAPITÃO LEONIDAS MARQUES	3,79%
-25,39	-53,38	376,1	2553026	PR	FLOR DA SERRA	3,79%
-25,40	-53,57	407,4	2553028	PR	SANTA LÚCIA	4,55%
-25,35	-53,55	431,2	2553029	PR	LINHA SANTA CATARINA	4,92%
-25,42	-53,18	524,0	2553030	PR	TRÊS BARRAS DO PARANÁ	3,79%
-25,15	-53,62	579,0	2553033	PR	BOI PRETO	10,23%
-25,13	-53,32	672,8	2553035	PR	RIO DO SALTO	4,36%
-25,95	-53,83	431,4	2553036	PR	NOVA ESPERANÇA	4,92%
-25,95	-53,62	543,2	2553037	PR	TRÊS IRMÃOS	4,55%
-25,77	-53,66	453,3	2553038	PR	SÃO VALÉRIO	3,98%
-25,67	-53,68	423,6	2553039	PR	SAGRADA FAMÍLIA	2,65%
-25,22	-53,05	658,6	2553041	PR	TORRA ALTA	3,79%
-25,93	-53,17	568,6	2553044	PR	ENÉAS MARQUES	4,73%
-25,89	-53,08	539,7	2553046	PR	PINHALZINHO	5,11%
-25,68	-53,47	387,9	2553047	PR	ALTO UNIÃO	5,30%
-25,68	-54,43	230,4	2554002	PR	SALTO CATARATAS	1,89%
-25,24	-53,98	567,5	2554005	PR	MATELÂNDIA	3,79%

-25,35	-54,24	287,2	2554006	PR	SÃO MIGUEL DO IGUAÇU	3,98%
-25,44	-54,40	274,8	2554012	PR	SANTA TEREZINHA DE ITAIPU	3,60%
-25,45	-54,32	294,6	2554013	PR	SANTA ELIZA	5,30%
-25,41	-54,04	273,5	2554018	PR	JARDINÓPOLIS	3,98%
-25,09	-54,25	312,7	2554020	PR	MISSAL	3,60%
-25,05	-54,06	445,9	2554023	PR	FAZENDA RAMI	4,55%
-25,11	-54,40	241,4	2554025	PR	ITACORA (ESQUINA GAUCHA)	5,11%
-26,72	-48,93	64,0	2648002	SC	LUIZ ALVES	10,80%
-26,32	-48,85	10,7	2648014	SC	JOINVILLE (RVPSC)	15,34%
-26,76	-48,70	3,2	2648019	SC	PIÇARRAS	10,61%
-26,56	-48,72	9,8	2648020	SC	ΙΤΑΡΟϹՍ	1,14%
-26,04	-48,85	20,3	2648027	SC	GARUVA	1,52%
-26,45	-48,83	6,0	2648028	SC	PONTE SC-301	7,77%
-26,94	-49,29	73,0	2649001	SC	WARNOW	23,30%
-26,74	-49,17	61,8	2649002	SC	POMERODE	0,00%
-26,78	-49,37	140,1	2649003	SC	BENEDITO NOVO	7,01%
-26,83	-49,27	65,1	2649004	SC	ΤΙΜΒΌ ΝΟΥΟ	0,19%
-26,92	-49,07	15,7	2649007	SC	BLUMENAU (PCD)	6,63%
-26,74	-49,27	74,5	2649008	SC	ARROZEIRA	0,38%
-26,97	-49,07	43,3	2649009	SC	GARCIA	17,05%
-26,80	-49,08	31,0	2649010	SC	ITOUPAVA CENTRAL	6,25%
-26,42	-49,29	102,4	2649013	SC	CORUPÁ	2,46%
-26,72	-49,48	520,9	2649017	SC	DOUTOR PEDRINHO	3,79%
-26,15	-49,38	801,6	2649018	PR	FRAGOSOS	10,04%
-26,10	-49,80	799,2	2649021	PR	RIO NEGRO	14,39%
-26,93	-49,80	401,8	2649053	SC	WITMARSUM	10,42%
-26,53	-49,84	940,9	2649054	SC	MOEMA	10,04%
-26,42	-49,57	853,9	2649055	SC	CORREDEIRA	6,82%
-26,33	-49,93	867,0	2649056	SC	ITAIÓPOLIS	6,44%
-26,19	-49,27	893,1	2649057	SC	CAMPO ALEGRE	1,89%
-26,70	-49,83	386,4	2649058	SC	BARRA DO PRATA	7,39%
-26,22	-49,08	703,8	2649060	SC	PRIMEIRO SALTO DO CUBATÃO	13,45%
-26,90	-49,67	321,4	2649061	SC	BARRAGEM NORTE	16,67%
-26,37	-50,29	775,5	2650000	SC	SALTO CANOINHAS	3,60%
-26,38	-50,88	754,1	2650008	SC	SANTA CRUZ DO TIMBÓ	12,88%
-26,71	-50,29	817,1	2650015	SC	RESIDENCIA FUCK (LAJEADINHO)	5,68%
-26,56	-50,60	874,7	2650016	SC	BURITI (TIMBÓ GRANDE)	6,06%
-26,35	-50,65	773,4	2650018	SC	PINHEIROS	4,92%
-26,90	-50,66	1066,8	2650019	SC	LEBON REGIS	3,22%
-26,23	-51,08	746,0	2651000	PR	UNIÃO DA VITÓRIA	9,09%
-26,87	-51,80	1049,6	2651001	SC	CAMPINA DA ALEGRIA	1,89%
-26,17	-51,22	780,6	2651004	PR	PORTO VITÓRIA (rio espingarda)	7,58%
-26,63	-51,33	1169,3	2651010	PR	SERRARIA SÃO SEBASTIÃO - INDUBRAS	5,30%
-26,19	-51,30	817,3	2651013	PR	COLÔNIA AUGUSTO LOUREIRO	4,92%
-26,05	-51,20	840,5	2651016	PR	SALTO DO VAU	4,17%
-26,15	-51,40	946,6	2651020	PR	SANTO ANTÔNIO DO IRATIM	3,60%

					•	
-26,61	-51,88	1186,9	2651022	SC	SANTO AGOSTINHO	5,30%
-26,12	-51,57	860,6	2651023	PR	LINHA SANTA MARIA	3,79%
-26,48	-51,43	1152,0	2651026	PR	IRATIM	5,87%
-26,43	-51,57	1047,4	2651029	PR	SÃO PEDRO - CODEGA	4,55%
-26,27	-51,90	1140,9	2651031	PR	UBALDINO TAQUES	5,11%
-26,78	-51,26	1046,1	2651036	SC	QUILOMETRO 30	2,65%
-26,91	-51,97	1044,0	2651040	SC	PONTE SERRADA	4,17%
-26,60	-51,12	1166,9	2651044	SC	CALMON	14,02%
-26,56	-52,33	741,7	2652000	SC	ABELARDO LUZ	2,08%
-26,95	-52,18	623,2	2652001	SC	BONITO	3,03%
-26,58	-52,64	517,2	2652002	SC	MARATA	3,03%
-26,05	-52,80	534,4	2652009	PR	PONTE DO VITORINO	4,36%
-26,48	-52,00	1072,9	2652010	PR	PALMAS	3,98%
-26,35	-52,57	886,6	2652011	PR	MARIÓPOLIS	3,60%
-26,23	-52,68	806,0	2652013	PR	PATO BRANCO	4,17%
-26,28	-52,30	806,7	2652015	PR	SALTO CLAUDELINO	7,20%
-26,74	-52,90	358,4	2652021	SC	JARDINÓPOLIS	2,84%
-26,12	-52,43	778,2	2652022	PR	HONÓRIO SERPA	7,77%
-26,38	-52,00	1003,0	2652023	PR	USINA CHOPIM	5,49%
-26,32	-52,72	776,1	2652025	PR	SÃO CARVAJO	3,98%
-26,07	-52,09	860,7	2652026	PR	BUTIA	17,42%
-26,13	-52,18	990,2	2652027	PR	CACHOEIRA - GENEROSO	4,17%
-26,40	-52,90	718,8	2652031	SC	SÃO LOURENÇO DO OESTE	5,30%
-26,08	-52,52	687,2	2652032	PR	GRAMADOS	4,36%
-26,23	-52,60	728,0	2652033	PR	PASSO DA ILHA	3,98%
-26,82	-52,74	346,8	2652034	SC	PORTO FAE NOVO	15,72%
-26,46	-53,08	904,4	2653001	SC	CAMPO ERÊ - EMPASC	6,25%
-26,27	-53,63	838,6	2653002	SC	DIONÍSIO CERQUEIRA	4,55%
-26,78	-53,05	470,8	2653003	SC	MODELO	3,22%
-26,68	-53,29	329,0	2653004	SC	PONTE DO SARGENTO	2,46%
-26,47	-53,45	481,1	2653005	SC	SÃO JOSÉ DO CEDRO	3,03%
-26,93	-53,01	274,7	2653007	SC	SAUDADES	1,89%
-26,07	-53,73	518,1	2653009	PR	SANTO ANTÔNIO DO SUDOESTE	11,36%
-26,35	-53,27	876,4	2653013	SC	PALMA SOLA	3,41%
-26,12	-53,65	533,4	2653014	PR	MARCIANÓPOLIS	4,17%
-26,06	-53,36	583,4	2653016	PR	SÃO SEBASTIÃO DA BELA VISTA	4,17%
-26,11	-53,46	583,0	2653017	PR	GUABIJU	4,17%
-26,23	-53,20	679,4	2653019	PR	RIO VERDE	3,98%
-26,18	-53,38	736,3	2653020	PR	SALGADO FILHO	7,58%
-26,22	-53,48	611,0	2653021	PR	SIQUEIRA BELO	4,17%
-26,38	-53,04	931,1	2653022	PR	FAXINAL DO CAMPO ERE	6,82%
-26,33	-53,22	886,2	2653023	PR	RINCÃO DO CAPETINGA	4,36%
-26,15	-53,02	633,2	2653024	PR	PONTE MARMELEIRO MTE. ETA	6,44%
-27,10	-48,92	21,0	2748000	SC	BRUSQUE (PCD)	7,20%
-27,42	-48,95	48,4	2748001	SC	MAJOR GERCINO	0,76%
-27,29	-48,93	25,9	2748002	SC	NOVA TRENTO	3,98%

27.40	48.00	207.2	2749002	80		0.00%
-27,49	-48,99	207,2	2748003	<u> </u>		12.07%
-27,70	-40,00	5 2 E 2	2748005	<u> </u>		12 07%
-27,00	-40,02	24 E	2740000	<u> </u>		2 0.00/
-27,52	-40,77	24,5	2740010	<u> </u>		2,00%
-27,96	-48,67	10,4	2748017	50		1,89%
-27,90	-48,93	420,3	2748018	SC		0,57%
-27,32	-48,56	7,0	2748019	SC	GOVERNADOR CELSO RAMOS	7,95%
-27,04	-49,40	89,8	2749000	SC	APIUNA - REGUA NOVA	0,19%
-27,05	-49,52	149,7	2749001	SC	IBIRAMA	1,14%
-27,40	-49,61	358,3	2749002	SC	TUPORANGA	2,65%
-27,11	-49,99	354,6	2749003	SC		4,92%
-27,03	-49,59	280,1	2749005	SC	NOVA BREMEN DALBERGIA	0,95%
-27,26	-49,94	355,0	2749006	SC	POUSO REDONDO	0,00%
-27,73	-49,38	826,6	2749007	SC	LOMBA ALTA	2,27%
-27,70	-49,85	846,9	2749009	SC	RIO BONITO	9,66%
-28,00	-49,12	320,5	2749012	SC	DIVISA DE ANITAPOLIS	0,19%
-27,29	-49,77	346,8	2749013	SC	TROMBUDO CENTRAL	0,00%
-27,40	-48,98	86,8	2749015	SC	FAZENDA BOA ESPERANCA	0,95%
-27,04	-49,38	98,1	2749016	SC	NEISSE CENTRAL	2,08%
-27,50	-49,55	418,3	2749017	SC	BARRAGEM SUL	3,22%
-27,67	-49,01	803,4	2749020	SC	RANCHO QUEIMADO	2,46%
-27,91	-49,13	440,2	2749027	SC	ANITAPOLIS	1,33%
-27,80	-49,78	846,9	2749031	SC	VILA CANOAS	3,60%
-27,39	-49,37	380,8	2749033	SC	VIDAL RAMOS	2,27%
-27,51	-49,29	550,0	2749034	SC	LEOBERTO LEAL	1,89%
-27,75	-49,96	869,7	2749035	SC	BOCAINA DO SUL	3,98%
-27,68	-49,37	445,8	2749037	SC	SALTINHO	3,60%
-27,21	-49,63	339,1	2749039	SC	RIO DO SUL - NOVO	7,01%
-27,92	-50,10	1144,5	2750007	SC	PAINEL	1,70%
-27,54	-50,86	722,8	2750008	SC	PASSO CARU	2,65%
-27,33	-50,75	770,6	2750009	SC	PASSO MAROMBAS	1,33%
-27,16	-50,47	954,7	2750010	SC	PONTE ALTA DO NORTE	1,52%
-27,48	-50,39	846,5	2750011	SC	PONTE ALTA DO SUL	8,14%
-27,35	-50,44	954,3	2750012	SC	PONTE DO RIO ANTINHAS	1,33%
-27,10	-50,03	349,7	2750014	SC	BARRAGEM OESTE	5,68%
-27,66	-50,58	886,4	2750020	SC	SÃO JOSÉ DO CERRITO	2,46%
-27,69	-51,13	872,9	2751001	SC	ANITA GARIBALDI	7,58%
-27,17	-51,50	515,7	2751004	SC	JOAÇABA	2,65%
-27,71	-51,74	570,7	2751006	RS	PAIM FILHO	4,17%
-27,98	-51,78	673,6	2751007	RS	SANANDUVA	1,89%
-27,05	-51,91	727,5	2751011	SC	IRANI	7,20%
-27,34	-51,61	518,7	2751012	SC	CAPINZAL	2,46%
-27,68	-51,45	739,0	2751015	RS	BARRACÃO	6,06%
-28,01	-51,45	873,9	2751017	RS	CLEMENTE ARGOLO	3,03%
-27,31	-51,99	538,5	2752005	SC	CONCORDIA	11,36%
-27,85	-52,30	755,7	2752006	RS	EREBANGO	1,89%

-27,09	-52,64	666,4	2752016	SC	CHAPECÓ	21,97%
-27,39	-52,45	812,5	2752017	RS	ITATIBA DO SUL	2,65%
-27,36	-53,40	531,7	2753002	RS	FREDERICO WESTPHALEN	7,58%
-27,81	-53,03	363,7	2753004	RS	LINHA CESCON	3,60%
-27,06	-53,16	411,3	2753006	SC	PALMITOS	1,70%
-27,85	-53,78	534,5	2753007	RS	SANTO AUGUSTO	7,20%
-27,45	-53,93	419,3	2753009	RS	TRÊS PASSOS	7,39%
-27,00	-53,53	532,9	2753013	SC	IPORÃ	6,25%
-27,60	-53,07	329,6	2753014	RS	LIBERATO SALZANO	2,84%
-27,91	-53,31	608,2	2753015	RS	PALMEIRA DAS MISSÕES	4,17%
-27,50	-53,69	450,8	2753016	RS	MIRAGUAI	4,55%
-27,30	-54,14	150,2	2754001	RS	ALTO URUGUAI	3,60%
-27,78	-54,24	362,5	2754007	RS	TRÊS DE MAIO	7,95%
-27,67	-54,46	152,4	2754009	RS	TUCUNDUVA	3,22%
-27,97	-54,12	427,7	2754010	RS	ESQUINA ARAUJO	4,36%
-27,85	-55,02	95,6	2755001	RS	PORTO LUCENA	2,65%
-28,26	-49,01	25,6	2848000	SC	ARMAZEM CAPIVARI	2,65%
-28,10	-48,92	188,1	2848006	SC	VARGEM DO CEDRO	3,41%
-28,28	-48,70	9,0	2848007	SC	IMBITUBA	3,22%
-28,42	-49,11	22,8	2849000	SC	RIO DO POUSO	5,87%
-28,36	-49,30	105,5	2849001	SC	ORLEANS - MONTANTE	0,95%
-28,33	-49,18	47,8	2849002	SC	SÃO LUDGERO I	3,98%
-28,83	-49,64	35,1	2849005	SC	MELEIRO	3,03%
-28,75	-49,47	28,5	2849006	SC	FORQUILHINHA	16,67%
-28,21	-49,20	84,1	2849008	SC	RIO PEQUENO	0,38%
-28,34	-49,62	1238,4	2849009	SC	BOM JARDIM DA SERRA	3,41%
-28,84	-49,84	118,6	2849019	SC	TIMBÉ DO SUL	2,27%
-28,61	-49,03	11,7	2849020	SC	JAGUARUNA	0,57%
-28,01	-49,59	908,0	2849021	SC	URUBICI	4,36%
-28,72	-49,30	50,8	2849022	SC	IÇARA	5,49%
-28,37	-49,81	1094,8	2849023	SC	DESPRAIADO	4,17%
-28,85	-49,59	14,5	2849024	SC	FOZ DO MANUEL ALVES	7,20%
-29,09	-50,63	865,9	2850002	RS	CAPELA SÃO JOSÉ DOS AUSENTES	7,39%
-28,15	-50,44	939,3	2850004	SC	COXILHA RICA	6,82%
-28,45	-50,30	801,6	2850006	RS	INVERNADA VELHA	23,67%
-28,87	-50,46	634,4	2850009	RS	PASSO TAINHAS	1,70%
-28,85	-51,28	658,0	2851003	RS	ANTÔNIO PRADO	1,52%
-28,67	-51,14	782,9	2851010	RS	FAZENDA ROSEIRA	7,58%
-28,26	-51,86	810,4	2851020	RS	PASSO DAS PEDRAS	7,20%
-28,88	-51,45	475,8	2851021	RS	PASSO DO PRATA	1,89%
-28,62	-51,87	491,8	2851022	RS	PASSO MIGLIAVACA	1,70%
-28,76	-51,63	695,4	2851024	RS	PRATA	1,70%
-28,39	-51,85	693,8	2851028	RS	TRINTA E CINCO	7,58%
-28,06	-51,19	944,6	2851043	RS	ESMERALDA	5,87%
-28,80	-52,38	676,3	2852004	RS	AULER	7,20%
-28,29	-52,72	542,4	2852006	RS	CARAZINHO	2,84%

1	1	1	1	1	1	
-28,19	-52,75	617,7	2852007	RS	COLÔNIA XADREZ	2,65%
-28,93	-52,80	575,5	2852009	RS	DEPÓSITO	7,20%
-28,93	-52,13	686,2	2852014	RS	ILÓPOLIS	7,20%
-28,29	-52,56	592,9	2852024	RS	PULADOR	7,20%
-28,48	-52,37	495,4	2852031	RS	VILA TRÊS PASSOS	7,58%
-28,06	-52,00	694,1	2852046	RS	TAPEJARA	2,65%
-28,46	-53,97	270,9	2853003	RS	CONCEIÇÃO	1,52%
-28,29	-53,78	320,5	2853010	RS	PASSO FAXINAL	7,20%
-28,73	-53,19	346,4	2853014	RS	SANTA CLARA DO INGAI	1,89%
-28,83	-53,50	436,0	2853015	RS	TRÊS CAPÕES	9,09%
-28,23	-53,47	421,6	2853023	RS	CONDOR	3,98%
-28,06	-53,07	464,8	2853026	RS	CHAPADA	4,36%
-28,67	-53,61	462,8	2853028	RS	ANDERSON CLAYTON	6,82%
-28,11	-53,99	467,1	2854001	RS	BOA VISTA	3,22%
-28,05	-54,36	416,7	2854003	RS	GIRUA	1,52%
-28,73	-54,65	184,0	2854005	RS	PASSO MAJOR ZEFERINO	1,70%
-28,21	-54,60	179,1	2854006	RS	PASSO VIOLA	1,52%
-28,79	-54,45	317,2	2854012	RS	COIMBRA	3,41%
-28,19	-55,64	84,8	2855001	RS	GARRUCHOS	2,08%
-28,21	-55,32	104,7	2855002	RS	PASSO DO SARMENTO	0,57%
-28,68	-55,58	71,2	2855004	RS	PASSO DO NOVO	7,58%
-28,99	-55,67	125,0	2855005	RS	FAZENDA SANTA CECÍLIA DO BUTUI	2,65%
-28,49	-55,23	199,1	2855007	RS	SANTO ANTÔNIO DAS MISSÕES	18,94%
-28,67	-55,98	86,4	2856006	RS	PASSO SÃO BORJA	23,30%
-29,20	-49,96	50,2	2949001	SC	PRAIA GRANDE	3,03%
-29,05	-49,61	19,4	2949003	SC	SOMBRIO	2,27%
-29,11	-50,19	976,2	2950008	RS	CAMISAS	7,58%
-29,88	-50,79	59,5	2950016	RS	GLORINHA	9,66%
-29,09	-50,63	865,9	2950019	RS	LAJEADO GRANDE	7,20%
-29,65	-50,57	42,0	2950028	RS	ROLANTE	10,61%
-29,07	-50,97	849,3	2950033	RS	SECA	7,20%
-29,38	-50,18	497,8	2950034	RS	SERRA DO PINTO	7,20%
-29,59	-50,03	12,5	2950038	RS	TERRA DE AREIA	3,22%
-29,24	-51,86	55,7	2951010	RS	ENCANTADO	3,79%
-29,39	-51,85	72,9	2951017	RS	JANSEN	7,20%
-29,34	-51,19	65,6	2951022	RS	NOVA PALMIRA	2,46%
-29,81	-51,39	28,5	2951024	RS	PORTO GARIBALDI	3,22%
-29,37	-51,37	153,3	2951027	RS	SÃO VENDELINO	3,60%
-29,82	-51,16	23,7	2951028	RS	SAPUCAIA DO SUL	4,17%
-29,71	-52,89	80,2	2952003	RS	BOTUCARAI	2,08%
-29,19	-52,95	407,6	2953007	RS	COLONINHA	15,91%
-29,62	-53,35	44,0	2953008	RS	DONA FRANCISCA	1,33%
-29,09	-53,82	446.0	2953030	RS	TUPANCIRETÃ	4,92%
-29,88	-54,83	132,4	2954001	RS	CACEQUI	1,89%
-29,37	-54,74	135.8	2954004	RS	ERNESTO ALVES	1,89%
, -		, -			-	
-29,36	-54,50	158,4	2954005	RS	FURNAS DO SEGREDO	1,89%

-29,51	-54,68	117,4	2954007	RS	JAGUARI	2,27%
-29,35	-54,07	439,2	2954019	RS	QUEVEDOS	3,03%
-29,19	-54,86	390,9	2954020	RS	SANTIAGO	3,60%
-29,20	-55,48	113,7	2955002	RS	CACHOEIRA SANTA CECÍLIA	3,98%
-29,46	-55,29	150,7	2955006	RS	PONTE DO MIRACATU	1,70%
-29,05	-55,15	358,6	2955007	RS	UNISTALDA	3,22%
-29,59	-55,49	79,2	2955008	RS	MANOEL VIANA	2,27%
-29,13	-56,56	58,1	2956005	RS	ITAQUI	1,14%
-29,31	-56,06	61,7	2956006	RS	PASSO MARIANO PINTO	3,03%
-29,77	-56,52	125,3	2956007	RS	PLANO ALTO	5,87%
-29,47	-56,67	74,7	2956008	RS	JOÃO ARREGUI	3,03%
-30,25	-50,51	4,2	3050002	RS	PALMARES DO SUL	2,46%
-30,67	-50,54	17,0	3050007	RS	SOLIDÃO	19,70%
-30,59	-51,76	100,4	3051004	RS	CERRO GRANDE	4,36%
-30,11	-51,65	39,6	3051005	RS	GUAÍBA COUNTRY CLUB	4,92%
-30,05	-51,17	26,2	3051011	RS	PORTO ALEGRE	2,84%
-30,87	-51,80	32,2	3051016	RS	CAMAQUÃ	11,55%
-30,77	-51,66	41,3	3051017	RS	FAZENDA DA BOA VISTA	3,79%
-30,30	-51,31	7,5	3051023	RS	BARRA DO RIBEIRO	2,46%
-30,16	-51,93	212,5	3051031	RS	BUTIA	17,99%
-30,91	-52,46	46,3	3052007	RS	PASSO DA GUARDA CEEE	6,82%
-30,89	-52,25	47,0	3052009	RS	PASSO SÃO JOSÉ	7,39%
-30,93	-52,94	103,3	3052010	RS	PORTO TARUMÃ	7,20%
-30,42	-52,07	313,0	3052011	RS	QUITERIA	2,65%
-30,63	-52,84	332,1	3052012	RS	SERRA DOS PEDROSAS	6,25%
-30,82	-53,90	296,1	3053007	RS	LAVRAS DO SUL	7,20%
-30,44	-53,71	218,2	3053017	RS	PASSO DOS FREIRES	14,58%
-30,49	-53,12	74,7	3053018	RS	IRAPUAZINHO	21,21%
-30,98	-54,68	136,9	3054002	RS	DOM PEDRITO	1,89%
-30,25	-54,92	108,6	3054007	RS	ROSÁRIO DO SUL	1,89%
-30,51	-54,77	125,2	3054016	RS	GRANJA UMBU	3,60%
-30,70	-55,97	217,3	3055003	RS	FAZENDA ENCERRA	3,41%
-30,03	-55,09	107,3	3055004	RS	SAICA	3,03%
-30,52	-55,13	180,0	3055005	RS	SANTA RITA	4,92%
-30,02	-56,82	78,2	3056004	RS	FAZENDA JUNCO	5,68%
-30,07	-56,17	195,1	3056006	RS	HARMONIA	13,07%
-30,53	-56,17	159,7	3056007	RS	CATY	24,24%
-30,21	-57,55	48,1	3057002	RS	BARRA DO QUARAÍ	7,58%
-31,13	-51,79	11,1	3151002	RS	PACHECA	5,68%
-31,37	-51,99	19,9	3151003	RS	SÃO LOURENÇO DO SUL	2,27%
-31,28	-52,08	126,8	3152002	RS	BOQUEIRÃO	3,22%
-31,40	-52,67	392,0	3152003	RS	CANGUÇU	2,27%
-31,67	-52,77	191,0	3152005	RS	VILA FREIRE	5,87%
-31,67	-52,18	10,3	3152008	RS	GRANJA SÃO PEDRO	4,36%
-31,00	-52,05	48,5	3152011	RS	PASSO DO MENDONÇA	3,03%
-31,88	-52,81	54,5	3152013	RS	PEDRO OSÓRIO	12,31%

-31,57	-52,46	41,1	3152016	RS	PONTE CORDEIRO DE FARIAS	3,79%
-31,23	-53,90	340,5	3153003	RS	PARAÍSO	7,58%
-31,74	-53,05	212,4	3153004	RS	FERRARIA	4,73%
-31,13	-53,05	250,1	3153006	RS	PASSO DA CAPELA	4,92%
-31,73	-53,59	374,7	3153007	RS	PEDRAS ALTAS	4,36%
-31,58	-53,38	434,8	3153008	RS	PINHEIRO MACHADO	3,03%
-31,31	-53,50	417,5	3153017	RS	TORRINHAS	5,49%
-31,03	-54,18	387,9	3154003	RS	TORQUATO SEVERO	3,98%
-31,28	-55,04	228,2	3155001	RS	TRÊS VENDAS	4,17%
-32,01	-52,65	24,7	3252005	RS	GRANJA CORONEL PEDRO OSÓRIO	3,03%
-32,35	-52,54	10,7	3252006	RS	GRANJA CERRITO	1,89%
-32,54	-52,54	6,8	3252008	RS	GRANJA SANTA MARIA	7,20%
-32,03	-52,08	13,6	3252024	RS	RIO GRANDE/REGATAS	23,67%
-32,24	-53,09	27,2	3253001	RS	ARROIO GRANDE	3,22%
-32,95	-53,12	7,5	3253003	RS	GRANJA OSÓRIO	2,65%
-32,03	-53,40	292,5	3253004	RS	HERVAL	2,65%

Legenda da % de falhas

<5%
5% a 10%
10% a 15%
15% a 20%
>20%

APÊNDICE B – RESUMO ESTATÍSTICO DOS MODELOS DE CORREÇÃO DE DADOS FALTANTES

ECTA	cão.	MELHOR			VMP				NIPALS				MCMC				EM	
ESTA	ĻΑŬ	MELHOR	R múltiplo	R-Quadrado	R-quadrado ajustado	Erro padrão	R múltiplo	R-Quadrado	R-quadrado ajustado	Erro padrão	R múltiplo	R-Quadrado	R-quadrado ajustado	Erro padrão	R múltiplo	R-Quadrado	R-quadrado ajustado	Erro padrão
	Est1	NIPALS	0,792	0,627	0,623	60,6	0,822	0,675	0,671	56,6	0,762	0,580	0,575	64,4	0,761	0,579	0,574	64,4
	Est2	EM	0,928	0,860	0,859	35,2	0,901	0,811	0,809	41,0	0,800	0,640	0,636	56,6	0,935	0,874	0,873	33,4
	Est3	NIPALS	0,845	0,714	0,710	44,8	0,871	0,759	0,756	41,1	0,818	0,669	0,665	48,2	0,805	0,648	0,644	49,7
	Est4	NIPALS	0,846	0,716	0,712	49,4	0,900	0,810	0,808	40,4	0,870	0,757	0,754	45,7	0,872	0,760	0,757	45,4
	Est5	NIPALS	0,839	0,705	0,701	45,4	0,894	0,800	0,798	37,4	0,830	0,689	0,685	46,7	0,866	0,750	0,747	41,8
	Est6	EM	0,889	0,790	0,787	39,6	0,713	0,508	0,502	60,5	0,896	0,803	0,801	38,3	0,899	0,809	0,807	37,7
	Est7	NIPALS	0,814	0,663	0,659	50,6	0,879	0,772	0,769	41,6	0,852	0,726	0,723	45,6	0,819	0,670	0,666	50,0
	Est8	VMP	0,883	0,779	0,776	47,0	0,865	0,748	0,745	50,2	0,785	0,616	0,612	61,9	0,792	0,627	0,622	61,1
	Est9	EM	0,824	0,678	0,675	48,4	0,867	0,751	0,748	42,6	0,846	0,716	0,712	45,6	0,912	0,832	0,830	35,0
	Est10	NIPALS	0,709	0,502	0,496	58,2	0,930	0,864	0,862	30,4	0,808	0,654	0,649	48,5	0,881	0,776	0,773	39,0
	Est11	NIPALS	0,872	0,760	0,757	45,4	0,915	0,837	0,835	37,4	0,890	0,792	0,789	42,3	0,890	0,792	0,790	42,3
	Est12	MCMC	0,847	0,717	0,713	55,5	0,673	0,453	0,446	77,1	0,901	0,813	0,810	45,1	0,894	0,799	0,796	46,8
	Est13	NIPALS	0.910	0.829	0.827	36.4	0.938	0.881	0.879	30.3	0.853	0.728	0.725	45.8	0.883	0.780	0.778	41.2
	Est14	NIPALS	0.801	0.642	0.638	76.3	0.860	0.740	0.737	65.0	0.789	0.622	0.617	78.5	0.748	0.559	0.553	84.7
	Est15	NIPALS	0.804	0.647	0.643	59.4	0.887	0.787	0.784	46.2	0.801	0.642	0.638	59.8	0.806	0.649	0.645	59.2
	Est16	NIPALS	0.878	0.770	0.767	46.5	0.916	0.839	0.837	39.0	0.890	0.792	0.789	44.2	0.871	0.759	0.756	47.6
	Est17	NIPALS	0.051	0.003	0.010	96.6	0.719	0.516	0.510	67.3	0.489	0,239	0,230	84.4	0.305	0.093	0.082	92.1
GRUPO 1	Est18	MCMC	0.866	0.749	0.746	51.8	0.622	0.387	0.379	81.0	0.881	0.777	0 774	48.9	0.833	0.695	0.691	57.2
	Ect10	NIDALS	0.805	0.647	0.643	50.5	0.877	0.769	0.766	40.9	0.858	0.736	0.733	43.7	0.831	0.691	0.687	47.3
	Est20	NIPALS	0.884	0,841	0,779	41.8	0.917	0.841	0.839	35.6	0,892	0,795	0,793	40.5	0,883	0,779	0,776	47,5
	Est21	NIPALS	0.893	0.798	0.796	43.7	0.921	0.849	0.847	37.8	0.876	0.767	0.764	46.9	0.888	0.789	0.786	44.7
	Est22	NIPALS	0.823	0.677	0.673	45.7	0.915	0.838	0.836	32.4	0,886	0.785	0.782	37.3	0,868	0.754	0,751	39.9
	Est23	MCMC	0,775	0.601	0.596	58.5	0.620	0.385	0.377	72.7	0.866	0,749	0.746	46.4	0.848	0,720	0,716	49.1
	Est24	NIDALS	0,888	0.788	0,350	42.6	0,020	0.825	0.873	387	0.895	0,800	0.798	41.4	0,040	0,110	0,910	40.3
	Est25	NIPALS	0,000	0,700	0,780	42,0	0,505	0,823	0,825	46.4	0,855	0,600	0,750	41,4 50.1	0,500	0,610	0,600	40,3
	5-125	NIPALS	0,803	0,745	0,742	30,5	0,000	0,785	0,780	40,4	0,011	0,038	0,034	33,1	0,833	0,095	0,031	33,8
	E3120	NIPALS	0,832	0,725	0,722	40,3	0,521	0,046	0,040	54,4	0,803	0,755	0,732	43,7	0,870	0,708	0,703	42,5
	ESt2/	INIPALS	0,742	0,550	0,545	63,4	0,839	0,704	0,700	51,4	0,835	0,697	0,093	52,0	0,000	0,444	0,437	70,4
	ESt28	EINI	0,867	0,752	0,749	42,9	0,870	0,757	0,754	42,4	0,859	0,737	0,734	44,2	0,000	0,777	0,774	40,7
	ESt29	IVICIVIC	0,848	0,719	0,715	68,4	0,607	0,368	0,300	102,6	0,894	0,799	0,796	57,9	0,809	0,654	0,650	75,9
	EST30	MUMC	0,812	0,659	0,655	59,3	0,818	0,669	0,665	58,4	0,839	0,704	0,701	55,1	0,823	0,677	0,673	57,6
	ESt31	VMP	0,885	0,784	0,781	49,5	0,876	0,767	0,764	51,4	0,880	0,774	0,771	50,6	0,885	0,783	0,781	49,6
	EST32	NIPALS	0,709	0,503	0,497	/3,/	0,752	0,565	0,560	69,0	0,672	0,451	0,444	77,5	0,697	0,486	0,479	75,0
	EST33	NIPALS	0,858	0,736	0,732	49,5	0,926	0,857	0,855	36,4	0,861	0,741	0,738	48,9	0,823	0,677	0,673	54,6
	Est34	NIPALS	0,838	0,703	0,699	50,1	0,882	0,777	0,775	43,4	0,850	0,723	0,719	48,4	0,786	0,617	0,613	56,9
	Est35	MCMC	0,841	0,707	0,704	57,8	0,669	0,447	0,441	79,4	0,892	0,795	0,793	48,3	0,846	0,715	0,712	57,0
	Est36	MCMC	0,849	0,721	0,718	44,8	0,914	0,836	0,834	34,4	0,918	0,844	0,842	33,6	0,913	0,833	0,831	34,7
	Est37	NIPALS	0,855	0,731	0,728	52,5	0,930	0,865	0,864	37,2	0,909	0,826	0,824	42,2	0,872	0,760	0,757	49,6
	Est38	NIPALS	0,874	0,764	0,761	50,3	0,935	0,875	0,873	36,6	0,887	0,786	0,784	47,8	0,853	0,728	0,724	53,9
	Est39	NIPALS	0,862	0,743	0,740	43,8	0,887	0,787	0,784	39,9	0,805	0,649	0,644	51,2	0,787	0,619	0,615	53,3
	Est40	NIPALS	0,884	0,782	0,779	41,4	0,945	0,893	0,891	29,0	0,924	0,853	0,851	34,0	0,902	0,814	0,812	38,2
	Est41	NIPALS	0,836	0,698	0,695	46,5	0,910	0,828	0,826	35,0	0,715	0,511	0,505	59,1	0,831	0,690	0,686	47,1
	Est42	NIPALS	0,830	0,689	0,685	44,8	0,879	0,772	0,769	38,3	0,846	0,716	0,712	42,8	0,825	0,681	0,677	45,4
	Est43	NIPALS	0,857	0,735	0,732	48,9	0,928	0,861	0,860	35,4	0,903	0,816	0,813	40,8	0,916	0,839	0,837	38,1
	Est44	NIPALS	0,857	0,735	0,732	48,7	0,920	0,846	0,844	37,2	0,901	0,813	0,810	40,9	0,856	0,732	0,729	48,9
	Est45	NIPALS	0,879	0,772	0,769	40,8	0,935	0,874	0,872	30,4	0,900	0,809	0,807	37,3	0,886	0,786	0,783	39,5
	Est46	NIPALS	0,853	0,728	0,725	50,5	0,903	0,815	0,813	41,6	0,834	0,696	0,693	53,3	0,846	0,715	0,712	51,6
	Est47	NIPALS	0,876	0,767	0,764	38,0	0,916	0,840	0,838	31,5	0,866	0,750	0,747	39,4	0,813	0,661	0,657	45,9
	Est48	EM	0,609	0,370	0,363	84,0	0,657	0,431	0,424	79,8	0,644	0,414	0,407	81,0	0,659	0,434	0,427	79,6
	Est49	NIPALS	0,801	0,642	0,638	75,8	0,893	0,798	0,795	57,0	0,813	0,661	0,657	73,7	0,853	0,728	0,724	66,1
	Est50	NIPALS	0,830	0,688	0,685	48,7	0,913	0,834	0,832	35,6	0,792	0,627	0,622	53,3	0,755	0,571	0,565	57,1
	Est51	NIPALS	0,868	0,753	0,750	50,5	0,898	0,807	0,805	44,7	0,845	0,713	0,710	54,5	0,849	0,720	0,717	53,8
	Est52	NIPALS	0,886	0,784	0,782	40,8	0,952	0,907	0,906	26,8	0,905	0,819	0,817	37,4	0,914	0,836	0,834	35,6
GRUPO 2	Est53	NIPALS	0,798	0,637	0,633	51,5	0,908	0,825	0,822	35,8	0,802	0,643	0,639	51,1	0,773	0,597	0,592	54,3
	Est54	NIPALS	0,903	0,816	0,813	38,9	0,953	0,908	0,907	27,4	0,922	0,850	0,848	35,1	0,923	0,852	0,851	34,8
	Est55	NIPALS	0,823	0,678	0,674	50,7	0,910	0,827	0,825	37,2	0,889	0,790	0,788	41,0	0,806	0,650	0,646	52,9
	Est56	NIPALS	0,786	0,617	0,612	84,3	0,841	0,708	0,705	73,6	0,519	0,270	0,261	116,5	0,802	0,643	0,639	81,4
	Est57	NIPALS	0,852	0,726	0,722	46,2	0,914	0,836	0,834	35,7	0,851	0,724	0,721	46,3	0,878	0,771	0,768	42,2
	Est58	NIPALS	0,879	0,773	0,770	42,6	0,919	0,844	0,842	35,3	0,907	0,822	0,820	37,7	0,914	0,836	0,834	36,2
	Est59	NIPALS	0,809	0,654	0,650	49,6	0,903	0,815	0,813	36,3	0,860	0,739	0,736	43,1	0,828	0,686	0,682	47,3
	Est60	NIPALS	0,815	0,664	0,659	56,6	0,911	0,830	0,828	40,2	0,823	0,678	0,674	55,4	0,824	0,679	0,675	55,3
	Est61	NIPALS	0,789	0,623	0,619	48,7	0,915	0,837	0,835	32,0	0,853	0,728	0,725	41,4	0,847	0,717	0,714	42,2
	Est62	NIPALS	0,895	0,802	0,799	40,4	0,938	0,881	0,879	31,4	0,889	0,791	0,788	41,6	0,908	0,824	0,822	38,1
	Est63	NIPALS	0,868	0,753	0,750	52,1	0,887	0,786	0,784	48,5	0,807	0,651	0,647	61,9	0,847	0,718	0,714	55,7
	Est64	NIPALS	0,860	0,739	0,736	43,6	0,890	0,791	0,789	39,0	0,856	0,733	0,729	44,1	0,829	0,687	0,683	47,8
	Est65	NIPALS	0,756	0,572	0,567	53,2	0,842	0,709	0,705	43,9	0,838	0,702	0,698	44,4	0,773	0,598	0,593	51,6
	Est66	NIPALS	0.893	0.798	0.796	43.8	0.948	0.899	0.898	31.0	0.934	0.873	0.871	34.8	0.919	0.845	0.843	38.4
	Est67	MCMC	0.865	0.749	0.746	40.0	0.906	0.821	0.819	33.7	0.917	0.840	0.838	31.9	0.854	0.730	0.727	41.5
	Est68	NIPALS	0.834	0.696	0.692	59.8	0.956	0.915	0.914	31.7	0.763	0.582	0.577	70.2	0.918	0.844	0.842	42.9
	Ect69	NIPALS	0,893	0.798	0.796	41.6	0.949	0,900	0,899	29.7	0.931	0,866	0.865	33.0	0,010	0.851	0.849	35.7
	Est70	NIDALS	0,861	0.741	0,730	55.0	0,949	0.877	0.875	37.9	0,931	0,826	0.824	45.0	0.894	0,331	0,345	48.5
	MÉDIA	AIPALS	0,830	0,741	0,736	51.3	0,930	0,877	0,075	51,5 AA A	0,909	0,020	0,024	43,0	0,034	0,755	0,750	50.2
	WEDIA		0,630	0,700	0,090	5,26	0,8/3	0,770	0,767	44,4	0,842	0,/10	0,/13	43,9	0,839	0,/11	0,707	30,2

Modelos: VMP, NIPALS, MCMC, EM Em verde modelo com melhor desempenho para a estação pluvial selecionada

	R múltiplo	R-Quadrado	R-quadrado ajustado	Erro padrão		
VMP	0,830	0,700	0,696	51,30		
NIPALS	0,873	0,770	0,767	44,40		
MCMC	0,842	0,716	0,713	49,86		
EM	0,839	0,711	0,707	50,19		

APÊNDICE C – EXEMPLOS DAS ANÁLISES DOS MODELOS DE CORREÇÃO DOS DADOS: DADOS OBSERVADOS X DADOS SIMULADOS







2130-2100-20

APÊNDICE E – CONJUNTOS DE TESTES DE HOMOGENEIDADE

Apêndice E1 - Região Pluvial Homogênea 1 Apêndice E2 - Região Pluvial Homogênea 2 Apêndice E3 - Região Pluvial Homogênea 3 Apêndice E4 - Região Pluvial Homogênea 4 Apêndice E5 - Região Pluvial Homogênea 5 Apêndice E6 - Região Pluvial Homogênea 6 Apêndice E7 - Região Pluvial Homogênea 7 Apêndice E8 - Região Pluvial Homogênea 8 Apêndice E9 - Região Pluvial Homogênea 9



100

50

50 100 150 200

 $R^2 = 0.9995$

350 400 450

250 300

R² = 0,9995

300 350 400 450

200 250

100

50

50 100 150

 $R^2 = 0.9991$

400 450

350

100

50

50 100 150 200 250 300

Apêndice E1 - Região Pluvial Homogênea 1



Apêndice E2 - Região Pluvial Homogênea 2

Apêndice E3 - Região Pluvial Homogênea 3

100 150

 $R^2 = 0,9992$

 R² = 0,9996



R² = 0,9999



Apêndice E4 - Região Pluvial Homogênea 4

Apêndice E5 - Região Pluvial Homogênea 5





Apêndice E6 - Região Pluvial Homogênea 6

Apêndice E7 - Região Pluvial Homogênea 7

500 600





Apêndice E8 - Região Pluvial Homogênea 8

Apêndice E9 - Região Pluvial Homogênea 9



APÊNDICE F – SEMIVARIOGRAMAS DE INTERPOLAÇÃO DAS PRECIPITAÇÕES MÉDIAS Semivariograma – Total Anual Semivariograma – Outono





APÊNDICE G – ÍNDICES DE OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS



G2 – Oscilação Multidecenal do Atlântico



G3 – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul











G5 – Oscilação Interdecadal do Pacífico





G8 – Oscilação do Atlântico Norte



























G17 – Índice do Dipolo do Oceano Atlântico Sul

G19 — Dipolo Subtropical do Oceano Índico



G20 – Índice do Atlântico Norte Tropical





G21 – índice do Atlântico Sul Tropical

APÊNDICE H – CORRELAÇÃO ENTRE ÍNDICES CLIMÁTICOS (SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE) E A PLUVIOSIDADE DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS (SEM TENDÊNCIA E SEM SAZONALIDADE)

- Apêndice H1 Correlação na Região Pluvial Homogênea 1 Apêndice H2 – Correlação na Região Pluvial Homogênea 2 Apêndice H3 – Correlação na Região Pluvial Homogênea 3 Apêndice H4 – Correlação na Região Pluvial Homogênea 4 Apêndice H5 – Correlação na Região Pluvial Homogênea 5 Apêndice H6 – Correlação na Região Pluvial Homogênea 6
- Apêndice H7 Correlação na Região Pluvial Homogênea 7
- Apêndice H8 Correlação na Região Pluvial Homogênea 8
- Apêndice H9 Correlação na Região Pluvial Homogênea 9

La	ocalização	da RH1		Localização dos índices									
Correlações	5 V	3		PDO PN 4 ONI NIN NIN034	PSALE2			S 05		PDO WP NINO C			
RH1	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9			
AAO	-0,1291	0,0309	0,0298	-0,0479	-0,0686	-0,0446	0,0453	0,0599	0,0684	0,0149			
AMO	0,0163	0,0157	-0,0038	-0,0249	-0,0650	-0,0593	-0,0635	-0,0536	-0,0453	-0,0262			
IASAS	0,0996	0,0264	0,0920	0,0023	0,0909	0,0967	0,0570	-0,0541	-0,1158	-0,0089			
IOD	0,0006	-0,0285	-0,0299	0,0465	0,0531	0,0422	0,0377	0,0743	0,0821	0,0809			
IPO	0,2022	0,2018	0,1727	0,1486	0,1413	0,1273	0,0934	0,0795	0,0745	0,0616			
ITSMRG2	-0,0663	0,0388	0,0441	0,0690	0,0799	0,0633	0,1469	0,1425	0,0242	0,0409			
ITSMRG2+3	-0,0641	-0,0119	0,0015	0,0302	0,0428	0,0438	0,1197	0,1335	0,0451	0,0282			
NAO	-0,0038	-0,0019	0,0507	-0,0421	-0,0005	-0,0581	0,1226	0,0614	0,0501	-0,0453			
NINO 1+2	0,2496	0,2409	0,2058	0,1909	0,1854	0,1623	0,1005	0,0573	0,0500	0,0411			
NINO 3	0,2261	0,2217	0,2038	0,1911	0,1814	0,1622	0,1018	0,0687	0,0634	0,0611			
NINO 3.4	0,1762	0,1761	0,1670	0,1578	0,1531	0,1354	0,0917	0,0672	0,0635	0,0491			
NINO 4	0,1000	0,1009	0,0939	0,0880	0,0875	0,0897	0,0699	0,0554	0,0411	0,0296			
ONI	0,1810	0,1782	0,1720	0,1631	0,1509	0,1305	0,1005	0,0745	0,0638	0,0503			
PDO	0,0781	0,0805	0,0857	0,0294	0,0219	0,0290	0,0304	0,0394	0,0368	-0,0059			
PSA1	0,0689	0,0344	-0,0313	0,0115	0,0087	-0,0014	0,0240	-0,0093	-0,0032	0,0451			
PSA2	0,0332	0,0348	0,0687	0,0957	0,0628	0,0718	0,0246	0,0330	-0,0228	0,0052			
SAODI	-0,0933	-0,0539	-0,0271	-0,0335	-0,0496	-0,0242	-0,0004	0,0346	0,0083	-0,0083			
SASDI	0,0194	0,0096	-0,0183	-0,0042	-0,0124	0,0025	-0,0323	-0,0460	-0,0669	-0,0334			
SIOD	-0,0221	-0,0816	-0,0399	-0,0271	-0,0507	-0,0533	-0,0371	-0,0162	-0,0255	-0,0264			
TNA	0,0454	0,0412	0,0075	-0,0135	-0,0446	-0,0364	-0,0361	-0,0250	-0,0433	-0,0256			
TSA	-0.0613	-0.0604	-0.0560	-0.0662	-0.0701	-0.0520	-0.0306	-0.0107	-0.0200	-0.0034			

Apêndice H1 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 1

La	calização	da RH2		Localização dos índices									
Correlações	5	A Contraction of the second se		PRO PRO MI ONI NINN NIN034	PSAL e2	ANO TNA TINA TISANG 400				NP ND 2 2 2			
RH2	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9			
AAO	-0,1153	0,0275	0,0491	-0,0392	-0,0696	-0,0264	0,0458	0,0677	0,0762	0,0013			
AMO	-0,0055	-0,0040	-0,0185	-0,0351	-0,0785	-0,0729	-0,0652	-0,0483	-0,0377	-0,0271			
IASAS	0,1328	0,0476	0,0819	0,0398	0,0826	0,1039	0,0602	-0,0373	-0,0923	0,0029			
IOD	-0,0102	-0,0297	-0,0337	0,0455	0,0677	0,0892	0,0825	0,0963	0,0918	0,0808			
IPO	0,2014	0,2183	0,1926	0,1745	0,1649	0,1456	0,1197	0,1054	0,0892	0,0649			
ITSMRG2	-0,0574	0,0558	0,0554	0,0420	0,0701	0,0521	0,1417	0,1264	0,0398	0,0506			
ITSMRG2+3	-0,0625	0,0140	0,0294	0,0482	0,0712	0,0678	0,1301	0,1360	0,0725	0,0318			
NAO	-0,0125	0,0103	0,0515	-0,0195	0,0166	-0,0378	0,1233	0,0665	0,0343	-0,0468			
NINO 1+2	0,2752	0,2648	0,2300	0,2097	0,2014	0,1871	0,1409	0,1017	0,0833	0,0724			
NINO 3	0,2321	0,2339	0,2263	0,2171	0,2040	0,1880	0,1361	0,1007	0,0847	0,0737			
NINO 3.4	0,1730	0,1845	0,1860	0,1827	0,1784	0,1590	0,1190	0,0902	0,0760	0,0540			
NINO 4	0,0975	0,1060	0,1038	0,1031	0,1059	0,1060	0,0855	0,0675	0,0475	0,0254			
ONI	0,1788	0,1876	0,1897	0,1867	0,1782	0,1554	0,1267	0,0957	0,0771	0,0538			
PDO	0,1069	0,1319	0,1222	0,0782	0,0624	0,0541	0,0509	0,0463	0,0311	-0,0159			
PSA1	0,0967	0,0214	-0,0278	0,0261	0,0339	-0,0029	0,0290	0,0189	-0,0262	0,0264			
PSA2	0,0274	0,0257	0,0509	0,1350	0,0737	0,0593	0,0205	0,0316	0,0086	0,0248			
SAODI	-0,1061	-0,0672	-0,0357	-0,0285	-0,0437	-0,0119	-0,0008	0,0321	0,0148	0,0048			
SASDI	0,0185	0,0044	-0,0048	0,0073	0,0027	0,0138	-0,0331	-0,0447	-0,0590	-0,0257			
SIOD	-0,0315	-0,1164	-0,0811	-0,0568	-0,0867	-0,0731	-0,0446	-0,0065	-0,0207	-0,0290			
TNA	0,0215	0,0235	-0,0004	-0,0204	-0,0487	-0,0299	-0,0184	-0,0066	-0,0306	-0,0207			
TSA	-0,0409	-0,0500	-0,0463	-0,0778	-0,0741	-0,0470	-0,0452	-0,0181	-0,0304	-0,0154			

Apêndice H2 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 2

Apêndice H3 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 3



Lo	calização (da RH4		Localização dos índices									
Correlações	5 V	3		PDO PDO PDO PDO PDO PDO PDO PDO PDO PDO	PSAL e 2			80					
RH4	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9			
AAO	0,0029	0,0701	0,0327	-0,0673	-0,0270	-0,0034	0,0103	0,0168	-0,0175	-0,0144			
AMO	0,0371	0,0703	0,0754	0,0640	0,0280	0,0079	0,0186	0,0396	0,0521	0,0400			
IASAS	-0,1486	0,0193	0,0230	0,0205	0,0839	0,0635	0,0194	-0,0422	-0,0429	0,0092			
IOD	0,0638	0,0089	-0,0099	0,0395	0,0546	-0,0034	-0,0210	0,0179	0,0513	0,0568			
IPO	0,0596	0,0880	0,0793	0,0833	0,0792	0,0847	0,0679	0,0734	0,0855	0,0908			
ITSMRG2	0,0048	0,0416	-0,0031	0,0126	-0,0025	-0,0195	0,0138	0,0819	-0,0002	0,0168			
ITSMRG2+3	-0,0493	-0,0226	-0,0498	-0,0349	-0,0213	-0,0206	0,0311	0,0687	0,0196	0,0232			
NAO	-0,0247	-0,0170	-0,0318	-0,0801	-0,0726	-0,0672	0,0662	-0,0564	-0,0264	-0,0753			
NINO 1+2	0,1503	0,1925	0,1790	0,1741	0,1450	0,1306	0,0810	0,0587	0,0688	0,0722			
NINO 3	0,0959	0,1248	0,1156	0,1171	0,1149	0,1081	0,0685	0,0515	0,0530	0,0534			
NINO 3.4	0,0409	0,0621	0,0581	0,0694	0,0659	0,0673	0,0560	0,0485	0,0456	0,0470			
NINO 4	-0,0203	-0,0058	-0,0063	-0,0004	-0,0116	0,0190	0,0350	0,0399	0,0363	0,0459			
ONI	0,0408	0,0548	0,0645	0,0652	0,0635	0,0665	0,0564	0,0516	0,0487	0,0480			
PDO	-0,0039	0,0222	0,0751	0,0425	0,0394	0,0583	0,0548	0,0532	0,0495	0,0551			
PSA1	0,1583	0,0299	-0,0085	0,0536	0,0075	0,0642	-0,0313	0,0039	0,0620	0,0550			
PSA2	-0,0670	0,0175	-0,0116	0,0913	0,0655	0,0543	0,0848	0,0275	-0,0367	0,0435			
SAODI	-0,0397	-0,0688	-0,0501	-0,0365	-0,0090	-0,0034	0,0354	0,0589	0,0363	0,0016			
SASDI	0,0060	-0,0195	0,0079	0,0233	0,0288	0,0172	0,0017	-0,0134	-0,0023	-0,0066			
SIOD	0,0725	0,0315	0,0396	0,0093	-0,0304	-0,0049	-0,0309	-0,0144	0,0119	-0,0245			
TNA	0,0864	0,0800	0,0841	0,0793	0,0372	0,0190	0,0351	0,0700	0,0657	0,0538			
TSA	0,0195	-0,0056	0,0162	0,0181	0,0354	0,0511	0,0502	0,0580	0,0349	0,0180			

Apêndice H4 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 4

Apêndice H5 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 5

La	ocalização	da RH5		Localização dos índices									
Correlações	5	3		PDO PDO NINO34 IPO	PSALe2								
RH5	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9			
AAO	-0,0983	-0,0440	0,0729	-0,0417	-0,0232	-0,0724	-0,0120	0,0260	0,0422	0,0066			
AMO	0,00382	0,03430	0,01180	-0,01462	-0,05872	-0,06867	-0,06102	-0,05236	-0,03615	-0,05797			
IASAS	0,0616	0,0565	0,0630	0,0797	0,0819	0,1009	0,0626	-0,0505	-0,0431	0,0176			
IOD	0,0526	0,0222	-0,0228	0,0366	0,0705	0,0698	0,0838	0,1463	0,1352	0,1124			
IPO	0,1862	0,2052	0,1743	0,1726	0,1686	0,1684	0,1409	0,1147	0,0954	0,0747			
ITSMRG2	-0,0477	0,0257	0,0469	0,0238	0,0315	-0,0018	0,0794	0,0669	0,0022	0,0465			
ITSMRG2+3	-0,1047	-0,0368	0,0093	0,0097	0,0085	-0,0082	0,0832	0,0864	0,0568	0,0708			
NAO	0,0209	-0,0176	-0,0320	-0,0625	0,0335	-0,0507	0,1209	0,0597	0,0262	-0,0595			
NINO 1+2	0,2859	0,2976	0,2588	0,2535	0,2277	0,2100	0,1595	0,1367	0,1297	0,1007			
NINO 3	0,2289	0,2490	0,2346	0,2285	0,2156	0,2198	0,1694	0,1233	0,0969	0,0726			
NINO 3.4	0,1611	0,1892	0,1865	0,1835	0,1755	0,1727	0,1388	0,0973	0,0673	0,0470			
NINO 4	0,0663	0,0840	0,0794	0,0845	0,0806	0,0864	0,0788	0,0574	0,0390	0,0241			
ONI	0,1642	0,1858	0,1892	0,1876	0,1777	0,1663	0,1392	0,1033	0,0751	0,0461			
PDO	0,0854	0,0979	0,0922	0,0624	0,0500	0,0413	0,0483	0,0544	0,0311	0,0156			
PSA1	0,1607	0,0902	0,0014	0,0149	0,0077	0,0183	-0,0347	-0,0107	0,0059	0,0191			
PSA2	0,0305	0,0479	0,0164	0,0987	0,0737	0,1347	0,0728	-0,0004	0,0194	0,0532			
SAODI	-0,1068	-0,0889	-0,0501	-0,0121	0,0080	0,0289	0,0230	0,0489	-0,0062	-0,0498			
SASDI	0,0524	0,0187	0,0379	0,0605	0,0884	0,0941	0,0267	-0,0121	-0,0690	-0,0819			
SIOD	-0,0387	-0,0942	-0,1025	-0,1077	-0,1469	-0,0871	-0,0823	-0,0045	0,0062	-0,0098			
TNA	0,0688	0,1034	0,0614	0,0207	-0,0051	0,0013	0,0052	0,0076	-0,0103	-0,0281			
TCA	0.0217	0.0205	0.0000	0.0102	0.0107	0.0240	0.0000	0.0140	0.0200	0.0452			

Lo		Localização dos índices								
Correlações	S V	3		PDO PDO NINO34 IPO	PSAL e2					PDO NPO NPO
RH6	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9
AAO	-0,107	-0,017	0,046	-0,028	-0,058	-0,040	0,017	0,043	0,070	-0,013
AMO	0,0014	0,0256	0,0043	-0,0233	-0,0679	-0,0772	-0,0600	-0,0466	-0,0308	-0,0408
IASAS	0,1413	0,0833	0,0564	0,0641	0,0800	0,0992	0,0563	-0,0246	-0,0498	0,0314
IOD	0,0315	0,0039	-0,0320	0,0343	0,0615	0,0811	0,0934	0,1248	0,1030	0,0778
IPO	0,2093	0,2342	0,2028	0,1876	0,1849	0,1648	0,1355	0,1116	0,0877	0,0674
ITSMRG2	-0,0319	0,0374	0,0398	0,0292	0,0412	0,0148	0,1082	0,0834	0,0122	0,0507
ITSMRG2+3	-0,0902	-0,0194	0,0211	0,0367	0,0556	0,0519	0,1242	0,1164	0,0834	0,0591
NAO	0,0272	0,0122	0,0091	-0,0346	0,0638	-0,0390	0,1350	0,0626	0,0225	-0,0541
NINO 1+2	0,3040	0,3018	0,2639	0,2372	0,2101	0,1953	0,1593	0,1414	0,1212	0,0816
NINO 3	0,2435	0,2534	0,2422	0,2288	0,2134	0,2066	0,1555	0,1149	0,0850	0,0635
NINO 3.4	0,1749	0,1965	0,1961	0,1917	0,1903	0,1737	0,1335	0,0936	0,0625	0,0458
NINO 4	0,0924	0,1121	0,1034	0,1088	0,1128	0,1088	0,0917	0,0671	0,0408	0,0230
ONI	0,1791	0,1946	0,1985	0,1970	0,1881	0,1677	0,1343	0,0960	0,0680	0,0417
PDO	0,1099	0,1317	0,1163	0,0748	0,0578	0,0358	0,0373	0,0333	0,0118	-0,0019
PSA1	0,1104	0,0514	-0,0127	0,0325	0,0119	0,0160	0,0095	-0,0056	0,0011	-0,0023
PSA2	0,0583	0,0342	0,0435	0,1127	0,1083	0,0988	0,0254	0,0085	-0,0050	0,0471
SAODI	-0,1148	-0,0824	-0,0505	-0,0306	-0,0240	0,0080	0,0006	0,0153	-0,0214	-0,0231
SASDI	0,0367	0,0044	0,0185	0,0159	0,0324	0,0560	-0,0140	-0,0493	-0,0969	-0,0741
SIOD	-0,0235	-0,0922	-0,1024	-0,1017	-0,1364	-0,0993	-0,0607	-0,0056	0,0003	-0,0346
TNA	0,0528	0,0750	0,0326	-0,0050	-0,0358	-0,0299	-0,0134	-0,0009	-0,0160	-0,0148
TSA	-0,0126	-0,0278	-0,0388	-0,0614	-0,0537	-0,0162	-0,0441	-0,0407	-0,0613	-0,0483

Apêndice H6 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 6





TSA

0,0958

0,0798

0,0395

0,0227

-0,0120

-0,0198

-0,0543

-0,0884

-0,0834

-0,0366

Lo	calização	da RH8		Localização dos índices									
Correlações	5	3		PDO PNO AL ONI MINU NUN034	NINTZ PSALE 2			S		MP NING			
RH8	LAG 0	LAG 1	LAG 2	LAG 3	LAG 4	LAG 5	LAG 6	LAG 7	LAG 8	LAG 9			
AAO	-0,1675	-0,0333	-0,0063	-0,0875	-0,0421	-0,0452	-0,0312	0,0609	0,1435	0,0673			
AMO	-0,0359	0,0003	-0,0331	-0,0547	-0,1089	-0,1056	-0,1005	-0,1039	-0,1087	-0,0943			
IASAS	0,2765	0,0941	0,0393	0,1142	0,0519	0,0680	0,0846	-0,0035	-0,0072	0,0028			
IOD	0,1396	0,1204	0,0523	0,0577	0,0472	0,0573	0,0555	0,0619	0,0314	0,0034			
IPO	0,2746	0,2923	0,2495	0,2175	0,2000	0,1696	0,1184	0,0759	0,0450	0,0388			
ITSMRG2	-0,0220	0,0061	0,0418	0,0252	0,0520	0,0581	0,1229	0,0738	0,0408	0,1264			
ITSMRG2+3	-0,1700	-0,0941	-0,0236	0,0045	0,0245	0,0561	0,1184	0,1129	0,1252	0,1640			
NAO	0,0403	0,0313	-0,0156	-0,0094	0,0544	-0,0345	0,0701	0,0505	0,0718	0,0161			
NINO 1+2	0,2983	0,3149	0,2856	0,2564	0,2245	0,2150	0,1709	0,1376	0,1033	0,0596			
NINO 3	0,3113	0,3198	0,2847	0,2460	0,2165	0,1962	0,1331	0,0813	0,0349	0,0025			
NINO 3.4	0,2662	0,2735	0,2457	0,2132	0,1879	0,1605	0,1088	0,0626	0,0222	-0,0049			
NINO 4	0,1603	0,1698	0,1527	0,1411	0,1223	0,1045	0,0809	0,0614	0,0426	0,0221			
ONI	0,2682	0,2744	0,2523	0,2240	0,1894	0,1543	0,1095	0,0636	0,0284	-0,0029			
PDO	0,1761	0,1999	0,1668	0,1478	0,1445	0,1136	0,0982	0,0683	0,0419	0,0479			
PSA1	0,1669	0,0778	0,0822	0,0004	-0,0090	0,0403	-0,0416	-0,0127	-0,0035	0,0049			
PSA2	0,1660	0,0809	0,0639	0,0841	0,0639	0,0663	0,0644	0,0134	-0,0497	0,0061			
SAODI	-0,0339	-0,0109	-0,0186	-0,0066	-0,0089	-0,0071	-0,0171	-0,0185	-0,0583	-0,0908			
SASDI	0,1294	0,0778	0,0723	0,0754	0,0851	0,0894	0,0110	-0,0233	-0,0786	-0,1070			
SIOD	-0,0294	-0,0522	-0,0747	-0,0906	-0,1097	-0,0789	-0,0548	0,0487	0,0289	-0,0231			
TNA	0,0141	0,0471	-0,0182	-0,0646	-0,0833	-0,0757	-0,0741	-0,1008	-0,1080	-0,0822			
TSA	0,0837	0,0616	0,0270	0,0232	-0,0181	-0,0082	-0,0529	-0,0356	-0,0723	-0,0658			

Apêndice H8 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 8

Apêndice H9 - Correlação na Região Pluvial Homogênea 9

