

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**Pedro Teixeira Valente**

**INFLUÊNCIA DO ENSO, SAM E PSA NA PRECIPITAÇÃO DO SUDESTE DA  
AMÉRICA DO SUL DE 1951 A 2020**

**Porto Alegre**

**2022**

PEDRO TEIXEIRA VALENTE

INFLUÊNCIA DO ENSO, SAM E PSA NA PRECIPITAÇÃO DO SUDESTE DA  
AMÉRICA DO SUL DE 1951 A 2020

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Linha de Pesquisa: Análise ambiental

Porto Alegre

2022

PEDRO TEIXEIRA VALENTE

INFLUÊNCIA DO ENSO, SAM E PSA NA PRECIPITAÇÃO DO SUDESTE DA  
AMÉRICA DO SUL DE 1951 A 2020

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino (UFRGS) – Orientador

---

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer (UFRGS) – Avaliador

---

Prof. Fabio de Oliveira Sanches (UFJF) – Avaliador

---

Prof. Nathalie Tissot Boiaski (UFSM) – Avaliadora

### CIP - Catalogação na Publicação

Valente, Pedro Teixeira  
Influência do ENSO, SAM e PSA na precipitação do  
Sudeste da América do Sul de 1951 a 2020 / Pedro  
Teixeira Valente. -- 2022.  
150 f.  
Orientador: Francisco Eliseu Aquino.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de  
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Modos de Variabilidade Climática. 2. Anomalias  
de Precipitação. 3. Sudeste da América do Sul. 4. El  
niño - Oscilação Sul. 5. Modo Pacífico - América do  
sul. I. Aquino, Francisco Eliseu, orient. II. Título.



*“A ciência é um processo social. Decorre de uma escala temporal mais longa que a vida humana. Caso eu morra, alguém ocupará o meu lugar. Se tu morreres, alguém ocupará o teu. O que realmente importa é que alguém faça o trabalho”*

Alfred Wegner

## **DEDICATÓRIA**

À memória do mais geográfico amigo que já tive, Marcos Vinícius Cazali, por todos os anos de parceria e pelo apoio durante a fase de seleção do doutorado.

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus avós, Wilma e Miguel Teixeira (*in memoriam*), pelo carinho, empenho e ensinamentos que nem no pós-vida deixaram de me passar.

Aos meus pais, Aline e Paulo Renato, pela diferença de personalidade e a amplitude de experiências que ambos me proporcionam.

Ao meu orientador, Francisco Eliseu Aquino, pela orientação desde o primeiro semestre e por me ensinar o valor da paciência e perseverança nos projetos.

Aos demais familiares pelo apoio dado até o presente momento.

Aos diferentes grupos de amigos que a vida me deu e todas as vivências ao lado deles que cooperaram para o caminho que trilhei!

À Carolina Bratti Buneker, por ter ocupado tantas posições diferentes na minha vida, pela paciência, criatividade e por acreditar e assistir meus sonhos e dificuldades.

À Nala, pelo amor incondicional, e por ser uma fonte inesgotável de carinho e bons momentos. Tu mereces cada passeio e mimo que eu puder te dar.

Ao Marcus Vinícius Cazali (*in memoriam*), pela amizade geográfica e por estudar comigo durante a seleção e qualificação do doutorado. Chega e dale!

Ao Ben-Hur Oliveira e Maiara Mascarello, pelos papos científicos e apoio em estudos, artigos, projetos e editais. A inteligência de vocês é admirável e a minha amizade sempre será recíproca!

Aos amigos que, de alguma forma, prestaram auxílio durante o doutorado. Em especial Denilson Viana, Venisse Schossler, Pedro Amaral Reis, Camila Nogueira, Andressa Marcher, Isaias Thoen, Ronaldo Bernardo e Ananda Müller. Obrigado pelo incentivo e por compartilharem o tempo e experiência de vocês comigo!

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, pelos serviços, disciplinas e auxílios prestados durante o doutorado.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Centro Polar e Climático, pelo espaço e condição de ensino que me permitiram finalizar esta tese e sempre encontrar espaço para fazer pesquisa.

## RESUMO

Este trabalho analisou a influência temporal e espacial de três modos de variabilidade climática: o El Niño – Oscilação Sul (ENSO), Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM) e Modo Pacífico – América do Sul (PSA); e Baixa do Mar de Amundsen (BMA), na precipitação anômala do Sudeste da América do Sul (SEAS) entre 1951 e 2020. Foram utilizadas as reanálises CRU versão 4.05 com resolução de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  para precipitação, bem como as variáveis de altura geopotencial, vento zonal e meridional e pressão em nível do mar provenientes do NCEP/NCAR também com resolução de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Inicialmente, o SEAS foi regionalizado pela análise de agrupamento hierárquico, sendo dividido em três setores: argentino, uruguaio e brasileiro. Posteriormente, foram feitas análises temporais utilizando quebras estruturais, regressão linear e transformada de ondaletas. As análises espaciais foram realizadas por meio de composições e funções ortogonais empíricas. Foram encontradas quebras estruturais no SEAS Argentino entre 1965-1984 e no SEAS Brasileiro entre 1981-1982. Após as quebras estruturais, as ondaletas identificaram um aumento de frequência e intensidade nas anomalias positivas e redução de frequência e aumento de intensidade nas anomalias negativas nestes setores. As regressões utilizando as anomalias de precipitação do SEAS e os índices ENSO, SAM, PSA e BMA detectaram que todos os índices afetam a precipitação do SEAS com e sem defasagem. A mudança no padrão de precipitação ocorreu após o evento de El Niño de 1982-83 e pela tendência do SAM à fase positiva de até 0,8 desvios padrões, que também influenciou o índice PSA a uma tendência negativa de até -0,5 desvio padrão. Esta inversão fez com que a fase negativa do PSA e BMA se tornasse inversamente proporcional às anomalias de precipitação no SEAS Argentino, bem como contribuiu para o aumento das anomalias nos setores uruguaio e brasileiro em até 60 mm acima da média. O PSA mostrou relações diretamente proporcionais com o El Niño (La Niña) antes (após) da sua mudança de tendência. Na parte argentina, o PSA é inversamente proporcional. No SEAS Uruguaio, o índice PSA variou direta e indiretamente em vários momentos. No SEAS Brasileiro, há uma relação inversa entre a fase negativa do PSA e o aumento das anomalias de precipitação. Este movimento ocorreu a partir de 1986. A inversão na variação das séries temporais sugere que a influência do ENSO altere a influência do PSA no SEAS Brasileiro em casos de El Niño e La Niña fortes. As componentes da EOF revelaram relações inversas dos subtropicais tanto com o polo (de -50 a 75%) quanto com os trópicos (-75%). A oscilação temporal do dipolo encontrado na primeira componente contribuiu para as quebras estruturais vistas no SEAS Argentino e Brasileiro. Identificamos que o PSA influencia as anomalias de precipitação do SEAS em até 50% dos casos. A contribuição desta teleconexão climática para as anomalias de precipitação dependerá tanto da região do SEAS a ser estudada quanto da atuação conjunta dos demais modos de variabilidade climática.

**Palavras-chave:** Modos de variabilidade climática, Anomalias de Precipitação, Sudeste da América do Sul, El Niño – Oscilação Sul, Modo Pacífico – América do Sul, Modo Anular do Hemisfério Sul.

## ABSTRACT

This work analyzed the temporal and spatial influence of three climatic modes of variability, El Niño – Southern Oscillation (ENSO), Southern Annular Mode (SAM) and the Pacific – South America mode (PSA) and the Amundsen Sea Low (ASL) in the precipitation anomalies in Southeastern South America (SEAS) from 1951 to 2020. Reanalysis from CRU (version 4.05) were used with  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  of resolution grid for precipitation database and NCEP/NCAR reanalysis were used, also with the same resolution, for geopotential height, zonal and meridional wind database. Firstly, SEAS was regionalized with cluster analysis and divided in three sectors: Argentinean, Uruguayan and Brazilian. Temporal analyses were created by using structural breaks, linear regression and wavelet transform. For spatial analyses, compositions and empirical orthogonal functions were generated. It was found that structural breaks in Argentinean sector between 1965 and 1984. Also, Brazilian sector revealed a structural break during 1981 and 1982. After, wavelet identified an increasing in frequency and intensity in positive anomalies and a decrease (increase) in frequency (intensity) in negative anomalies in these two sectors. Linear regressions detected that all climate modes of variability index affected precipitation in all SEAS, with and without lags. The change in precipitation patterns occurred after the 1982-83 El Niño episode and also because of the SAM (PSA) positive (negative) tendency of 0.8 (-0.5) standard deviations. This inversion have contributed to PSA/BMA index became inversely proportional to precipitation anomalies in Argentinean SEAS, as well as cooperated to an increasing in positive anomalies in Uruguayan and Brazilian sector by up to 60 mm above average. PSA index was directly proportional to El Niño (La Niña) before (after) the change in its tendency. In Argentinean sector, PSA is inversely proportional to precipitation anomalies. In Uruguayan SEAS, PSA index varied directly and inversely in different moments. In Brazilian SEAS, it was found an inversely relation between negative phase of PSA and the increasing of positive precipitation anomalies. This change occurred since 1986. The inversion of time series variation suggested that ENSO influence had altered the PSA influence in Brazilian SEAS during strong El Niño and La Niña events. The EOF components revealed inverse relations with subtropics with the polar (from -50 to 75%) and with the tropics (-75%). Temporal oscillation as the dipole found in first component have contributed to structural breaks in Argentinean and Brazilian SEAS. We identified that PSA index influences precipitation anomalies in SEAS region in up to 50% of cases. The contribution of this teleconnection to the precipitation anomalies will depend of the region o SEAS and the joint action of the other climatic modes of variability.

**Keywords:** Climatic variability modes; Precipitation Anomalies; Southern Brazil, El Niño – Southern Oscillation; Pacific South America Mode, Southern Annular Mode.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - COMPORTAMENTO SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO NO SEAS.....	8
FIGURA 2 – SISTEMAS DE ALTA E BAIXA PRESSÃO ATUANTES NA AMÉRICA DO SUL.....	12
FIGURA 3 – REGIÕES DE MONITORAMENTO PARA PREVISÃO DE EVENTOS ENSO .....	14
FIGURA 4 – EXEMPLOS DE CASOS DE EL NIÑO E LA NIÑA.....	14
FIGURA 5 – EXEMPLOS DE CASOS DE EL NIÑO NO PACÍFICO LESTE E NO CENTRAL.....	16
FIGURA 6 – SÉRIE DE ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA O RS DE 1901-2017 .....	19
FIGURA 7 – ANOMALIAS DE GPT A 500 hPa EM JANEIRO E JULHO E SEQUÊNCIA DE GPT MÉDIA PARA O MÊS DE JANEIRO NO POLO SUL DE 1958 A 1978 .....	20
FIGURA 8 – LOCALIZAÇÃO DAS DOZE ESTAÇÕES USADAS PARA CALCULAR O ÍNDICE SAM DE MARSHALL .....	21
FIGURA 9 – VALORES SAZONAIS OBSERVADOS NO ÍNDICE SAM DE MARSHALL .....	22
FIGURA 10 – ÍNDICES ANALISADOS EM JONES <i>ET AL</i> (2009) E FOGT <i>ET AL</i> (2009).....	24
FIGURA 11 – PORCENTAGEM DE DIAS NAS FASES NEGATIVA E POSITIVA DO SAM OBSERVADAS EM LA NIÑA, NEUTRO E EL NIÑO. ....	26
FIGURA 12 – ANOMALIAS DE GPT DEMONSTRANDO AS FASES POSITIVA E NEGATIVA DO SAM.....	27
FIGURA 13 – PADRÕES DE TELECONEXÃO EM VENTO ZONAL A 200 hPa DURANTE A FASE NEGATIVA ..	28
FIGURA 14 – EOF'S MOSTRANDO A PSA1 A 500 E 200 hPa. ....	29
FIGURA 15 – ANOMALIAS DE TSM .....	31
FIGURA 16 – MÉDIA MENSAL E DESVIO PADRÃO DA BMA DURANTE 1979-2008 .....	32
FIGURA 17 – CICLO ANUAL DE LONGITUDE E LATITUDE FEITO PELA BMA.....	33
FIGURA 18 – PNM MÉDIA PARA O VERÃO (A), OUTONO (B), INVERNO (C) E PRIMAVERA (D). ABAIXO: CAMPO DE GPT MÉDIO A 500 hPa PARA JANEIRO (E) E JULHO (F).....	35
FIGURA 19 – EM 1: EXEMPLOS DO SAM E DA PSA EM ANOMALIAS DE VENTO (500 hPa) DURANTE A PRIMAVERA. EM 2: INFLUÊNCIA DO ENPC E ENPE NAS FASES DO SAM .....	36
FIGURA 20 – LOCALIZAÇÃO E DEMARCAÇÃO DO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL .....	37
FIGURA 21 – LOCALIZAÇÃO DO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL E REGIÕES DE ATIVIDADE DOS MVC ...	38
FIGURA 22 – FLUXOGRAMA REPRESENTANDO OS DADOS E MÉTODOS DO ESTUDO.....	40
FIGURA 23 - ZONEAMENTO DOS PONTOS DE GRADE DE PRECIPITAÇÃO PARA O SEAS. ....	41
FIGURA 24 - REGIÃO UTILIZADA PARA A ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS HIERÁRQUICOS . ....	47
FIGURA 25 - TESTE DE HOMOGENEIDADE NORMAL PADRÃO DE ALEXANDERSSON PARA O SEAS ARGENTINO.....	57
FIGURA 26 - ESCALOGRAMA DE POTÊNCIA E ESPECTRO DE MAGNITUDE DAS ONDALETAS PARA O SEAS ARGENTINO.....	59
FIGURA 27 - TESTE DE HOMOGENEIDADE NORMAL PADRÃO DE ALEXANDERSSON PARA O SEAS URUGUAIO .....	61
FIGURA 28 - ESCALOGRAMA DE POTÊNCIA E ESPECTRO DE MAGNITUDE DAS ONDALETAS PARA O SEAS URUGUAIO. ....	63
FIGURA 29 - TESTE DE HOMOGENEIDADE NORMAL PADRÃO DE ALEXANDERSSON PARA O SEAS BRASILEIRO .....	65
FIGURA 30 - ESCALOGRAMA DE POTÊNCIA E ESPECTRO DE MAGNITUDE DAS ONDALETAS PARA O SEAS BRASILEIRO. ....	67
FIGURA 31 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 250 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO .....	69
FIGURA 32 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO. ....	69
FIGURA 33 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 925 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO. ....	70
FIGURA 34 - CAMPOS DE VENTO ZONAL A 250 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	71
FIGURA 35 - CAMPOS DE VENTO ZONAL A 500 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	71

FIGURA 36 - CAMPOS DE VENTO ZONAL A 925 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	72
FIGURA 37 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL A 250 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	73
FIGURA 38 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL A 500 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	74
FIGURA 39 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL A 925 hPa PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	74
FIGURA 40 - CAMPOS DE PRESSÃO A NÍVEL DO MAR PARA OS PERÍODOS DE QUEBRA ESTRUTURAL DO SEAS ARGENTINO E BRASILEIRO.....	76
FIGURA 41 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 250 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	77
FIGURA 42 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	78
FIGURA 43 - CAMPOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 925 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	78
FIGURA 44 - CAMPOS DE VENTO ZONAL (U) A 250 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	79
FIGURA 45 - CAMPOS DE VENTO ZONAL (U) A 500 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	80
FIGURA 46 - CAMPOS DE VENTO ZONAL (U) A 925 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	81
FIGURA 47 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL (V) A 250 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	82
FIGURA 48 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL (V) A 500 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	83
FIGURA 49 - CAMPOS DE VENTO MERIDIONAL (V) A 925 hPa PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	84
FIGURA 50 - CAMPOS DE PRESSÃO A NÍVEL DO MAR PARA OS EL NIÑOS DE 1982-83, 1997-98, 2014-16.....	85
FIGURA 51 – SÉRIES TEMPORAIS DOS PREDITORES DA REGRESSÃO DO SEAS ARGENTINO.....	89
FIGURA 52 – SÉRIES TEMPORAIS DOS PREDITORES DA REGRESSÃO DO SEAS URUGUAIO.....	93
FIGURA 53 – SÉRIES TEMPORAIS DOS PREDITORES DA REGRESSÃO DO SEAS BRASILEIRO.....	97
FIGURA 54 - SÉRIE TEMPORAL COM A MÉDIA MÓVEL E TENDÊNCIA LINEAR DO ÍNDICE PSA.....	100
FIGURA 55 - COMPARAÇÃO DA MÉDIA MÓVEL DO ÍNDICE PSA COM OS ÍNDICES ENSO E SAM.....	102
FIGURA 56 - COMPARAÇÃO DA VARIABILIDADE MENSAL DA PRECIPITAÇÃO DO SEAS ARGENTINO COM O ÍNDICE PSA.....	105
FIGURA 57 - COMPARAÇÃO DA VARIABILIDADE MENSAL DA PRECIPITAÇÃO DO SEAS URUGUAIO COM O ÍNDICE PSA.....	107
FIGURA 58 - COMPARAÇÃO DA VARIABILIDADE MENSAL DA PRECIPITAÇÃO DO SEAS BRASILEIRO COM O ÍNDICE PSA.....	110
FIGURA 59 - VARIÂNCIA EXPLICADA E ACUMULADA DOS COMPONENTES DA EOF DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa.....	112
FIGURA 60 - COMPONENTES PRINCIPAIS DA EOF DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa.....	114
FIGURA 61 – SCORES DA PRIMEIRA COMPONENTE DA EOF DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa. ...	116
FIGURA 62 - SCORES DA SEGUNDA COMPONENTE DA EOF DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa. ....	118
FIGURA 63 - SCORES DA TERCEIRA COMPONENTE DA EOF DE ALTURA GEOPOTENCIAL A 500 hPa....	121
FIGURA 64 - VARIÂNCIA EXPLICADA E ACUMULADA DA EOF DE VENTO ZONAL E MERIDIONAL.....	122

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - ANOS COM OS MAIORES E MENORES NÍVEIS DO ÍNDICE SAM.....	22
TABELA 2 – REANÁLISES UTILIZADAS .....	42
TABELA 3 - PREDITORES DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA E SUAS DEFASAGENS DE ZERO A SEIS MESES.....	86
TABELA 4 - PREDITORES SELECIONADOS PARA O MODELO LINEAR DO SEAS ARGENTINO. ....	87
TABELA 5 - NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DOS PREDITORES DO SEAS ARGENTINO.....	89
TABELA 6 - PREDITORES SELECIONADOS PARA O MODELO LINEAR DO SEAS URUGUAIO. ....	90
TABELA 7 - NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DOS PREDITORES DO SEAS URUGUAIO. ....	92
TABELA 8 - PREDITORES SELECIONADOS PARA O MODELO LINEAR DO SEAS BRASILEIRO. ....	94
TABELA 9 - NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DOS PREDITORES DO SEAS BRASILEIRO.....	98

## LISTA DE EQUAÇÕES

EQUAÇÃO 1 - ÍNDICE DE OSCILAÇÃO ANTÁRTICA, ONDE P É A PRESSÃO CORRESPONDENTE ÀS LATITUDES.....	22
EQUAÇÃO 2 – DEFINIÇÃO DO ÍNDICE PSA .....	43
EQUAÇÃO 3 - DEFINIÇÃO DO THNP DE ALEXANDERSSON .....	48
EQUAÇÃO 4 - EXEMPLO DE UMA REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA .....	49
EQUAÇÃO 5 - MODELO LINEAR PARA O SEAS ARGENTINO.....	87
EQUAÇÃO 6 - MODELO LINEAR PARA O SEAS URUGUAIO.....	90
EQUAÇÃO 7 - MODELO LINEAR PARA O SEAS BRASILEIRO.....	95



## LISTA DE ABREVIações

BMA - Baixa Do Mar De Amundsen

CCM - Complexo Convectivo De Mesoescala

CRU - *Climate Research Unit*

EN - El Niño

ENSO - El Niño - Oscilação Sul

EOF - Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions*)

GPT - Altura Geopotencial

HS - Hemisfério Sul

LN - La Niña

MVC - Modos De Variabilidade Climática

NCEP - National Centers For Environmental Prediction

NCAR - National Center For Atmospheric Research

OMJ - Oscilação Madden-Julian

PSA - Modo Pacífico - América Do Sul

RS - Rio Grande Do Sul

SAM - Modo Anular Do Hemisfério Sul

SB - Sul Do Brasil

SC - Santa Catarina

SEAS - Sudeste Da América Do Sul

SUPER EN - Super El Niño

TESTE ADF - Teste De Dickey-Fuller Aumentado

THNP - Teste De Homogeneidade Normal Padrão De Alexandersson

TO - Transformada De Ondaletas

TSM - Temperatura De Superfície Do Mar

Vento U - Vento Zonal

Vento V - Vento Meridional

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 TEMA E DELIMITAÇÃO DO PROBLEMA DE ESTUDO .....	1
<b>2. HIPÓTESE, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>4</b>
2.1 HIPÓTESE.....	4
2.2 OBJETIVO GERAL.....	4
2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
2.4 JUSTIFICATIVA.....	5
<b>3. APORTE TEÓRICO</b> .....	<b>8</b>
3.1 ASPECTOS DO SEAS.....	8
3.2 EL NIÑO – OSCILAÇÃO SUL .....	13
3.3 MÓDULO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL .....	20
3.4 MODO PACÍFICO – AMÉRICA DO SUL .....	28
3.5 A BAIXA DO MAR DE AMUNDSEN.....	32
3.6 ATUAÇÃO CONJUNTA DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA .....	36
<b>4. MÉTODO DA PESQUISA</b> .....	<b>37</b>
4.1 ÁREA DE ESTUDO.....	37
4.2 APLICAÇÃO DOS DADOS E DA METODOLOGIA .....	39
4.2.1 DADOS .....	41
4.2.2 PRECIPITAÇÃO NO SEAS .....	41
4.2.3 DEMAIS VARIÁVEIS ANALISADAS NO SEAS E NO HS .....	42
4.2.4 ÍNDICE NIÑO OCEÂNICO.....	42
4.2.5 ÍNDICE MARSHALL.....	43
4.2.6 ÍNDICE PSA.....	43
4.2.7 ÍNDICE BMA.....	44
4.3 TÉCNICAS E OPERAÇÃO .....	44
4.3.1 VALIDAÇÃO DOS DADOS .....	44
4.3.2 CÁLCULO DAS ANOMALIAS, MÉDIAS MÓVEIS E REMOÇÃO DA TENDÊNCIA E DA SAZONALIDADE .....	45
4.3.3 ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS HIERÁRQUICOS.....	45
4.3.4 QUEBRAS DE CONTINUIDADE NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO .....	48
4.3.5 REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA E TESTES PARAMÉTRICOS .....	49
4.3.6 ANÁLISE DE COMPOSIÇÕES CLIMÁTICAS.....	52
4.3.7 TRANSFORMADA DE ONDALETAS .....	52
4.3.8 FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS .....	53

<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>55</b>
5.1 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS .....	55
5.1.1 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS ARGENTINO.....	55
5.1.2 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS URUGUAIO .....	60
5.1.3 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS BRASILEIRO .....	64
5.2 PADRÕES ESPACIAIS DE TELECONEXÃO DOS MVC COMBINADOS COM A PRECIPITAÇÃO PLUVIAL ANÔMALA NO SEAS .....	68
5.2.1 PADRÕES ESPACIAIS NOS PERÍODOS DE QUEBRAS ESTRUTURAIIS DA PRECIPITAÇÃO ANÔMALA DO SEAS.....	68
5.2.2 PADRÕES ESPACIAIS NOS PERÍODOS DE SUPER EN .....	76
5.3 RELAÇÕES INDIVIDUAIS E CONJUNTAS ENTRE OS MVC E A PRECIPITAÇÃO ANÔMALA DO SEAS EM DIFERENTES ESCALAS TEMPORAIS.....	85
5.3.1 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS ARGENTINO.....	87
5.3.2 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS URUGUAIO .....	90
5.3.3 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS BRASILEIRO.....	94
5.4 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS DE 1951 A 2020.....	98
5.4.1 O COMPORTAMENTO DO PSA .....	98
5.4.2 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS ARGENTINO.....	103
5.4.3 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS URUGUAIO .....	106
5.4.4 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS BRASILEIRO .....	108
5.5 INFLUÊNCIA CONJUNTA DO ENSO, SAM E PSA NA PRECIPITAÇÃO DO SEAS.....	111
5.5.1 ALTURA GEOPOTENCIAL.....	111
5.5.2 VENTO ZONAL E MERIDIONAL.....	121
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>122</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>127</b>

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1 TEMA E DELIMITAÇÃO DO PROBLEMA DE ESTUDO

Fenômenos como chuvas e estiagens extremas são recorrentes no Sudeste da América do Sul (SEAS), conforme Satyamurty, Nobre e Dias (1998). Estas anomalias podem causar danos às áreas urbanas e rurais tão elevados quanto os gastos mensais totais de Estados e países. A ocorrência de eventos extremos de precipitação pode ser influenciada por modos de variabilidade climática (MVC) oriundos de pontos distantes do globo, conectando-se a outras regiões por meio de teleconexões (BARRY; CHORLEY, 2013). As fases derivadas das oscilações destes MVC podem interferir na intensidade, frequência e duração de variáveis atmosféricas, como precipitação e temperatura, fortalecendo ou enfraquecendo seus valores mensais.

Neste contexto, torna-se relevante suscitar o conceito de eventos extremos definido por Marengo (2010, p.6) como:

Grandes desvios de um estado climático moderado, de curto, médio e longo prazo. Episódios intensificados de algum tipo de fator natural, como chuvas e variações de temperatura, que impactam na variabilidade climática. Os eventos extremos geram fenômenos que levam a impactos notavelmente destrutivos, como enchentes, furacões, estiagens e deslizamentos de massa. Apresentam magnitudes que ultrapassam a capacidade de resiliência de um ecossistema, gerando impactos ambientais. A intensidade desses eventos soma-se à dificuldade de gerenciamento de planos para a adaptação e a atenuação de seus efeitos, devido à dificuldade de prevê-los com exatidão.

Residências, empresas, agricultores e governos de todas as esferas públicas lidam diretamente com o impacto dos desastres ocorridos em função dos eventos extremos. A vulnerabilidade e susceptibilidade de um lugar dependem diretamente do gerenciamento do uso e ocupação do espaço. Políticas públicas que visem a proteção e mitigação de desastres naturais são fundamentais para a redução dos impactos, que podem nascer de um evento extremo e ser amplificados por fatores antrópicos.

O comportamento de uma variável atmosférica exhibe padrões anômalos naturais, onde podem ser registrados casos com mais de três desvios padrões

acima ou abaixo do regime médio da variável analisada. Estas anomalias, de ordem natural, afetam diretamente a população por meio dos eventos extremos. Portanto, compreender as anomalias climáticas pode auxiliar na gestão de previsão de eventos extremos para diferentes escalas, da residencial à federal.

Marengo (2010) aponta que eventos climáticos extremos tem se tornado mais frequentes no Sudeste da América do Sul nos últimos cinquenta anos. A precipitação do SEAS pode apresentar diferentes comportamentos em seu território devido às massas de ar oriundas tanto do trópico quanto do Polo Sul, além das diferenças altimétricas que contribuem para estas características. Valente (2018) e Valente e Aquino (2018) aplicaram a divisão de Viana (2009) no Rio Grande do Sul (RS) durante o século XX e analisaram as anomalias de precipitação em períodos de El Niño, La Niña e Neutros, encontrando intensificação das anomalias positivas nos últimos vinte anos nas três fases. Os outros Estados e países que compõem o SEAS também apresentam a influência de modos de variabilidade. Sansigolo (2010) analisou a influência do Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM) no Sul do Brasil (SB), encontrando relações entre eles. Valente (2018) constatou que a influência das fases do El Niño – Oscilação Sul (ENSO) pode modificar a precipitação do RS, porém esta influência nem sempre é o principal fator de teleconexão visto as anomalias extremas, positivas e negativas, ocorridas em períodos neutros.

É sabido que a fase negativa do SAM influencia a precipitação do SEAS e SB por meio da alteração dos padrões de ondas de Rossby (CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005; SANSIGOLO, 2010). Entretanto, ainda assim existem casos em que há ocorrência de precipitações e estiagens anômalas em períodos de SAM positivo e ENSO positivo, negativo ou neutro (SCHOSSLER *et al.*, 2018). Dada a influência tropical, oceanos Pacífico e Atlântico e a Antártica no clima da América do Sul (SATYMURTY *et al.*, 1998), modos de variabilidade como a oscilação Pacífico – América do Sul (PSA) podem ter uma contribuição nas anomalias, positivas e negativas, do SEAS.

O PSA está relacionado a um trem de ondas de Rossby de nível 3 que costuma ocorrer entre a Austrália e a Indonésia. As anomalias de vento e pressão alteram os padrões de jatos que migram para a América do Sul (MO; GHIL, 1987). Os efeitos do PSA na América do Sul, especialmente o Sudeste,

ainda não são completamente conhecidos, embora já se saiba que a variabilidade do PSA seja capaz de influenciar suas anomalias de precipitação.

Na região do mar de Amundsen, Antártica, é comum encontrarmos ciclones em formação ou dissipação. A região, conforme Turner *et al.* (2012), é sensível às alterações do ENSO, SAM e PSA e atua como área de observação e previsão destes MVC. Baseado nestas informações, este trabalho também incluiu análise das baixas pressões do mar de Amundsen no intuito de compreender a atuação conjunta dos três modos de variabilidade.

A presente tese de doutorado encontra-se dividida em outras cinco sessões. Na sessão 2 serão abordados a hipótese, os objetivos e a justificativa deste trabalho. A sessão 3 apresenta o aporte teórico necessário para a realização da pesquisa, bem como a sessão 4 disserta sobre o método, área de estudo, bases de dados e técnicas de operação. A partir da sessão 5, são discutidos os resultados encontrados e, na sessão 6, as conclusões chegadas ao comparar o que foi proposto na sessão 2 com o que foi encontrado na sessão 5.

## **2. HIPÓTESE, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA**

### **2.1 HIPÓTESE**

Baseado em Sansigolo (2010), Aquino (2012), Schossler (2016), Valente (2018), Schossler *et al.* (2018), é perceptível que tanto a variabilidade do ENSO quanto a do SAM influenciam o SEAS. Contudo, as duas oscilações não explicam todas as anomalias extremas ocorridas, visto os resultados encontrados nestas obras. Portanto, este estudo trabalhou com a hipótese de que as anomalias de precipitação no SEAS não explicadas pela variabilidade ENSO e SAM podem ser explanadas pela variabilidade do PSA.

### **2.2 OBJETIVO GERAL**

Observar se os modos de variabilidade climática El Niño – Oscilação Sul, Modo Anular do Hemisfério Sul e Modo Pacífico – América do Sul influenciam de forma conjunta a precipitação pluvial no Sudeste da América do Sul.

### **2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- a) avaliar a variabilidade temporal da precipitação pluvial no Sudeste da América do Sul;
- b) investigar a relação individual e conjunta (concomitante e defasada) entre os modos de variabilidade climática e a precipitação do Sudeste da América do Sul em diferentes escalas temporais;
- c) investigar os padrões espaciais de teleconexão dos modos de variabilidade climática combinados com a precipitação pluvial anômala no Sudeste da América do Sul;
- d) elaborar uma série temporal com a influência do PSA no Sudeste da América do Sul.

## 2.4 JUSTIFICATIVA

Inúmeros fatores contribuem para as precipitações do SEAS, como o relevo, a ciclogênese, sistemas frontais e complexos convectivos de Mesoescala (CCM). Assim como as precipitações, estes sistemas também são alterados pelas teleconexões com os MVC. Nimer (1979, 1989), Grimm, Barros e Doyle (2000), Grimm (2009), Viana (2009), Reboita *et al.* (2010), Moraes (2014; 2016), Valente (2015), Schossler (2016), Valente (2018), Valente e Aquino (2018), Santos e Reboita (2018), Griebler Júnior (2018), Jantsch (2019) evidenciam as ocorrências e intensificações das anomalias de precipitação nos Estados e países do SEAS. Toda a região é suscetível às alterações pluviométricas. Logo, aprimorar o conhecimento sobre os padrões de precipitação e as influências que os alimentam pode ajudar defesas civis contra danos ambientais a reduzir os impactos dos desastres envolvendo chuvas e estiagens no SEAS.

Barry e Chorley (2013) ressaltam que a imprevisibilidade é um dos fatores cruciais nos processos de tempo e clima. A atmosfera é capaz de influenciar suas variáveis em diferentes lugares do globo com alterações em uma única região. A teoria do “efeito borboleta” de Lorenz (1963) pode ser aplicada à climatologia por meio do conceito de teleconexão, definido por Barry e Chorley (2013) como ligações entre variáveis atmosféricas e oceânicas por longas distâncias. Uma teleconexão, portanto, é a influência que um MVC exerce em determinadas regiões do globo distantes da sua origem. Se observamos, ENSO, SAM e PSA possuem componentes oceânicos e atmosféricos que permitem alterar os valores médios de diversas variáveis conforme sua própria oscilação. A precipitação é um dos casos mais conhecidos em função da quantidade de fatores que podem alterá-la. A variação da direção e intensidade de ventos, temperatura da superfície do mar, pressão atmosférica, temperatura do ar, evapotranspiração, umidade absoluta e relativa, salinidade e outras variáveis influenciam diretamente os regimes de precipitação em todo o globo. Como as alterações dos MVC envolvem a mudança destas variáveis, elas acabam por modificar a precipitação. Ademais, o impacto antrópico na atmosfera afeta direta e indiretamente os MVC, influenciando assim a precipitação.



O ENSO tem sido tema de estudo em diversas áreas, sendo um dos mais comuns em climatologia. Ropelewski e Halpert (1987 e 1989), Oliveira (1999), Grimm, Barros e Doyle (2000), Grimm (2009), Berlato e Fontana (2003), Schossler (2016) Valente (2018), Valente e Aquino (2018) são exemplos de trabalhos a respeito da influência do ENSO no SEAS. Valente (2018) analisou a intensificação do ENSO no RS, constatando que a fase El Niño (EN) tende a elevar as anomalias de precipitação enquanto a fase La Niña (LN) não apresenta um comportamento específico nas anomalias. Isto leva a crer que a influência das fases do ENSO, especialmente a LN, podem depender da atuação de outras oscilações para afetar a precipitação do SB e SEAS. Portanto, torna-se relevante ampliar o conhecimento do comportamento das fases do ENSO no SEAS.

Também se menciona uma lacuna entre os estudos climáticos sobre o PSA. Apesar de obras dissertarem sobre mudanças ocorridas quando está ativo, há uma baixa produção de estudos específicos que analisem a influência do PSA nas anomalias de precipitação da SEAS. Estudos como os de Cavalcanti (2000) e Cunningham e Cavalcanti (2006) relacionam o PSA com as precipitações na América do Sul e a relação desta oscilação com a Zona de Convergência do Atlântico Sul. No entanto, O SEAS ainda carece de uma análise mais aprofundada das teleconexões entre esta região com as oscilações do PSA.

Os resultados das influências dos MVC no SEAS possuem tanta relevância quanto a própria teleconexão. Estiagens e chuvas extremas impactam diretamente a vida humana, em meio urbano e rural. O painel intergovernamental de mudanças climáticas estima a intensificação do potencial de destruição destes episódios como uma das principais consequências do impacto antrópico na atmosfera (ARIAS *et al.*, 2021). As consequências das chuvas extremas são um tema comumente estudado e abordado em análises sobre a América do Sul, especialmente o sudeste deste continente, na região da foz do rio da Prata e SB (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000; VALENTE, 2015; 2018).

Por sua vez, estiagens são um assunto mais delicado em razão das possibilidades que podem causá-la. Trenberth *et al.* (2013) apontam que o aquecimento global pode não aumentar a frequência de estiagens. Contudo,

indicam a possibilidade da intensificação da potência deste fenômeno em seus episódios, o que pode impactar diretamente na vida humana, urbana e rural, desde a escala semanal à anual.

É necessário salientar que secas e estiagens podem ter diferentes conotações em razão da sua origem, podendo ser classificadas como meteorológicas (ausência de precipitação), hidrológicas (diminuição do fluxo subterrâneo), antrópicas (desvios de drenagens em plantações, por exemplo) e uma gama de outras denominações (TRENBERTH *et al.*, 2013). Todas compartilham a característica da diminuição ou ausência do aporte hídrico. Dai (2011; 2013) aponta a possibilidade do aumento da intensidade das estiagens em baixas e médias latitudes. A principal questão envolvendo eventos de estiagens é a participação direta do fator antrópico em suas ocorrências. Esta atuação, unida a influência de um MVC, pode amplificar os efeitos de uma anomalia negativa de precipitação, ampliando a área e o número de impactados pelas suas consequências.

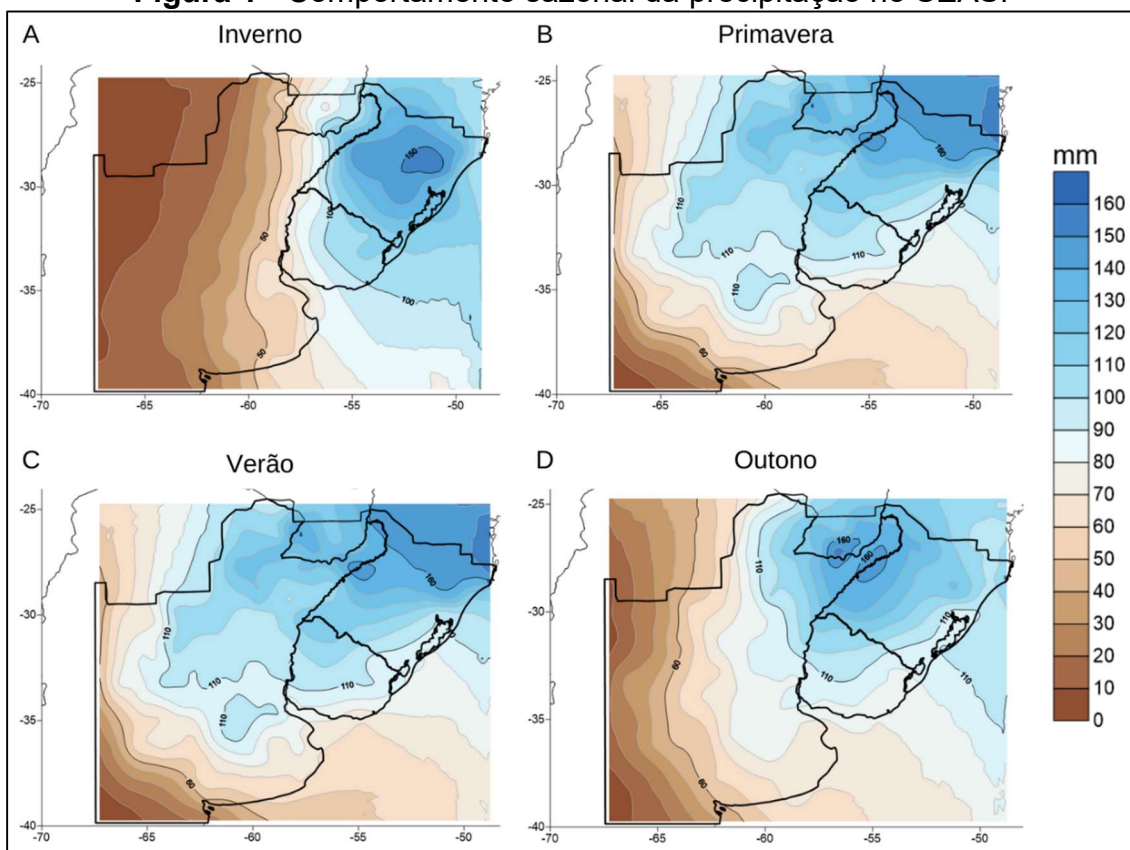
Este trabalho analisa apenas secas de cunho meteorológico. Sendo assim, seus resultados podem contribuir para a compreensão da variabilidade (diferentes ciclos e intensidades) das mesmas. Em Valente (2018), constatou-se que anomalias negativas de precipitação abaixo da classificação de anomalias extremas (-50 mm) impactavam diretamente no clima local em razão da frequência e não da intensidade, onde casos como secas do RS na década 1950 apresentaram anomalias negativas entre -30 mm e -48 mm ao longo de treze meses. Mesmo que não sejam intensos, os efeitos prolongados e contínuos destes eventos podem impactar diretamente a vida humana.

### 3. APORTE TEÓRICO

#### 3.1 ASPECTOS DO SEAS

Como o SEAS compreende a região centro oeste da Argentina, a totalidade do Uruguai e o Sul do Brasil e Paraguai, diferentes fatores atmosféricos e geográficos podem influenciar a precipitação e suas anomalias. Os valores mensais e anuais variam ao longo da área de estudo, como podemos ver na Figura 1. Nas quatro estações, é visível um gradiente de precipitação que aumenta de oeste para leste, bem como de sul para norte, indicando o nordeste desta região (Sul do Brasil e sul do Paraguai) como a área mais chuvosa e o sudoeste e noroeste da Argentina, afetado pela continentalidade e proximidade do deserto do Atacama, como a zona mais seca do SEAS.

**Figura 1** - Comportamento sazonal da precipitação no SEAS.



Fonte: elaborado pelo autor.

No setor argentino, compreendido pela região pampeana da Argentina e noroeste do mesmo país, as precipitações médias variam de 20 a 70 mm (inverno) a 40 a 130 mm (primavera, verão e outono). Geraldí *et al.* (2010)

afirmam que, no verão, a precipitação costuma ser de origem frontal e inferior a das estações de transição. O setor argentino do SEAS possui contraste entre um histórico de estiagens severas e precipitações acima da média, conforme Alessandro (2008). Maenza *et al.* (2017) apontam como períodos de estiagem os intervalos 1927-39, 1946-52, 1958-63 e 1965-72. Ou seja, em todas as décadas entre 1920 e 1970, viu-se ao menos um período de estiagem. Aliaga *et al.* (2016) afirmou que o intervalo 1946-76 foi o de maior estiagem no setor argentino do SEAS desde o início dos registros. Entretanto, esta recorrência de estiagens vem se interrompendo desde a década de 1970.

Estudos como os de Alessandro (2008), Geraldi *et al.* (2010) e Maenza *et al.* (2017) encontraram uma mudança nos padrões de chuva a partir da década de 1970. Aliaga *et al.* (2016) afirmam que o período 1977-2006 apresentou um incremento de 50 a 200 mm nos totais anuais deste intervalo quando comparados com o período anterior. Alessandro (2008) indicou que as estiagens ocorridas após a década de 1970, apesar de apresentarem um tempo de recorrência superior ao visto entre 1920-1970, aumentaram a intensidade das anomalias negativas.

No Uruguai, os aportes de precipitação costumam ser superiores à região argentina, associadas tanto à ciclogênese quanto à CCM's (INUMET, 2022 A; C). Podemos visualizar o gradiente de chuvas aumentando de oeste para leste. INUMET (2022 A) aponta que a precipitação do Uruguai costuma ser irregular durante o inverno, com amplitude média de 256 mm nesta estação, onde o ano mais chuvoso foi 1974 (374 mm) e o mais seco 1990 (75,2 mm). A primavera apresenta uma amplitude média de 242 mm, chovendo mais ao norte do Uruguai do que no sul. INUMET (2022 B) afirma que, durante esta estação, as teleconexões costumam ser mais fortes, onde, em eventos como o de 1982-83, foram registrados valores próximos a 317 mm.

No verão, há mais intensidade na precipitação com o mesmo gradiente de sul para norte, onde os extremos positivos variam de 500 a 870 mm, respectivamente. Parte desta intensificação provém da teleconexão entre o ENSO e o Uruguai nesta estação que amplifica os registros sazonais. Segundo INUMET (2022 C), os verões de 2010 e 1998 registraram 676 e 665 mm, respectivamente. O outono também apresenta o mesmo gradiente sul-norte, porém com a maior variação de registros dentro de todo o país. No outono de

2022, foram registrados 756 mm durante toda a estação ao passo que, em 2008, houve o menor registro desta estação (173 mm), conforme INUMET (2022 D).

INUMET (2022 A; D), os registros apontaram mudanças nos aportes sazonais dentro da última normal climatológica. Durante o inverno, INUMET (2022 A) encontrou que o período 1981-1995 possuiu uma variabilidade maior que o intervalo 1996-2010, que mostrou redução nas anomalias negativas e intensificação nos extremos positivos. O mesmo ocorre no outono, porém a amplitude nesta estação tende a crescer mais do que as demais.

O norte do SEAS compreende o SB e o sul do Paraguai. No SB, os Estados de Santa Catarina (SC) e RS, apresentam a mais homogênea climatologia dentre as regiões brasileiras. Nimer (1989) descreveu o clima do SB como mesotérmico. Grimm (2009) e Reboita (2010) destacam a amplitude da precipitação nos três Estados do SB. A proximidade dos oceanos em subtropicais produz aspectos diferentes das áreas banhadas entre os trópicos. O comportamento climático desta região é moldado por cinco fatores climáticos que cooperam para sua característica dinâmica: relevo, latitude, continentalidade, maritimidade e sistemas atmosféricos.

Neste setor do SEAS, a variabilidade pluviométrica possui mais destaque que a variabilidade térmica. Nimer (1989); Satyamurty, Nobre e Dias (1998); Reboita (2010) destacam esta área como uma das regiões mais regadas por chuvas em todo o planeta. Fontes oriundas de altas e baixas latitudes alimentam a precipitação desta área. O anticiclone semipermanente do Atlântico Sul é o principal condutor de nebulosidade, atuando principalmente no inverno e estações de transição. O Anticiclone pode manter tanto a estabilidade quanto a instabilidade no tempo atmosférico do SB e sul do Paraguai. No verão, os fluxos de umidade podem vir dos trópicos, transportados por jatos de baixos níveis da Amazônia e novamente alimentados pela baixa do Chaco, carregada devido à umidade e continentalidade. Esta relação entre os jatos de baixos níveis e a baixa do Chaco é a principal fonte de precipitação do Sul do Paraguai, onde é comum vermos associações a sistemas convectivos e CCM's, especialmente na primavera e verão (GUEDES, 1985).

A frontogênese é outro aspecto marcante nesta região. Trazidas pela alta polar, frentes oriundas das regiões polares, especialmente dos mares de Weddel e Bellingshausen, costumam adentrar a este setor do SEAS. O Atlântico Sul, especialmente o Atlântico sudoeste, é uma região de gênese e passagem de ciclones e frentes frias que chegam à América do Sul, onde é possível localizar um sistema de alta pressão semipermanente denominado Alta Subtropical do Atlântico Sul, marcado por uma forte sazonalidade, conforme Pezzi e Souza (2009). Segundo os autores:

A alta Subtropical do Atlântico Sul oscila meridionalmente conforme a estação, deslocando-se ao Sul e leste no verão e apresentando um valor médio de 1019 hPa. No inverno, a alta do Atlântico Sul intensifica (apresentando um valor médio de 1023 hPa) e aumenta sua área de influência e se desloca para o Norte e Oeste, facilitando a entrada das frentes polares. Esta alteração permite que a alta do Atlântico Sul chegue ao sudeste da América do Sul (PEZZI; SOUZA, 2009, p. 387).

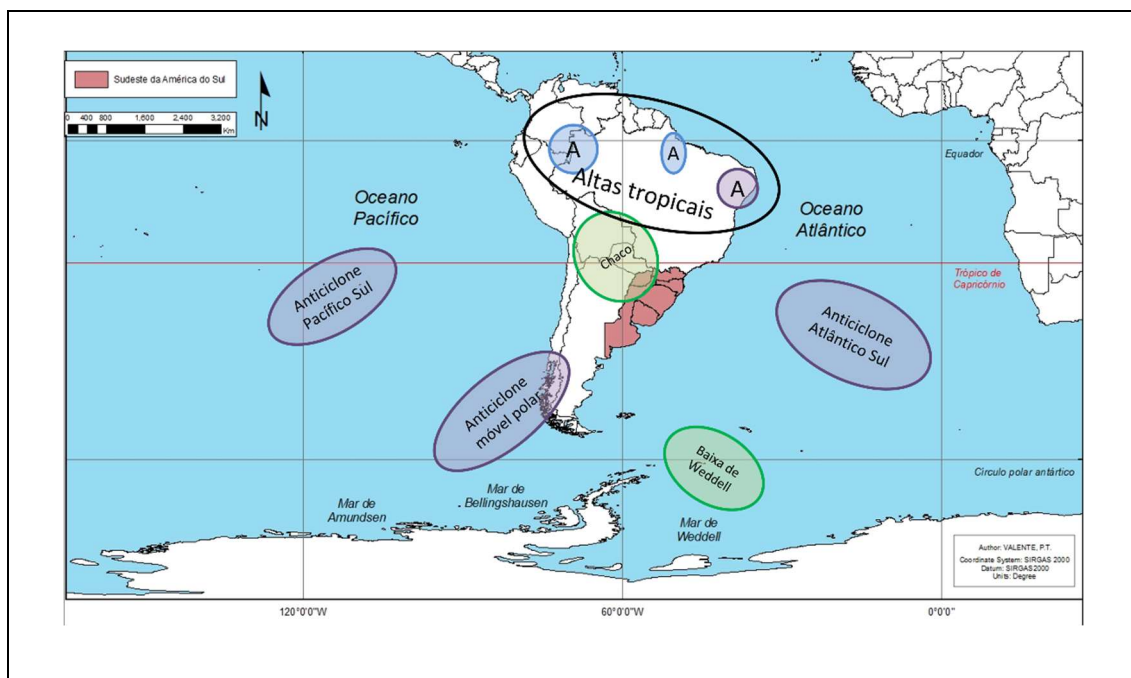
Nas estações de transição, altas tropicais movimentam frentes que, ao chegarem no SB e sul do Paraguai, geram chuvas convectivas (NIMER, 1989). A alta do Atlântico Sul tem um impacto direto na Temperatura de Superfície do Mar (TSM), que acaba por modificar a temperatura e precipitação no Sudeste da América do Sul.

A variabilidade do Atlântico Sudoeste é diretamente influenciada pelo setor tropical do mesmo oceano, conforme Pezzi e Souza (2009). Diaz *et al.* (1998), não encontraram influência direta do ENSO na variabilidade do Atlântico Sudoeste. Contudo, correlações negativas de -91% ao nível de 95% de confiança foram encontradas entre as anomalias negativas de TSM no Atlântico Sudoeste e anomalias positivas de precipitação no RS e norte do Uruguai nos períodos de abril a julho e setembro a outubro, conforme dados de estações meteorológicas dos dois lugares com dados de 1917 a 1980.

Por sua vez, Haylock *et al.* (2006) não encontraram relações diretas entre a variabilidade do Atlântico Sudoeste e a precipitação da América do Sul, sugerindo que este sistema possa agir nas chuvas do Sudeste da América do Sul por teleconexões com outros modos de variabilidade. Outros fatores também podem influenciar indiretamente a precipitação do SEAS, como a alta semipermanente do Oceano Pacífico, barrada em baixos níveis pela cordilheira

dos Andes. Nimer (1989) categorizou os fatores diretos e indiretos da precipitação no SB, conforme a Figura 2.

**Figura 2** – Sistemas de alta e baixa pressão atuantes na América do Sul



Fonte: adaptado de Nimer (1989).

Nimer (1989), Grimm (2009) e Reboita (2010) apontam que, tanto ao norte quanto ao sul do setor brasileiro e paraguaio do SEAS, os valores anuais costumam variar entre 1250 mm até 2000 mm, com alguns pontos com precipitação superior nas áreas mais altas. Nimer (1989) ressalta que o SB apresenta os valores mensais variando em uma amplitude de 100 mm. Além disso, o trimestre de maior precipitação varia em todo o SB, como demonstra Grimm (2009). O interessante sobre esta variação mensal é que tanto o máximo quanto o mínimo anual podem ocorrer em qualquer estação dado não só o comportamento natural da precipitação como também a influência de modos de variabilidade por meio de teleconexões.

Tão importante quanto as médias mensais e anuais são também as anomalias. Em Valente (2018), séries temporais do RS indicam o aumento (decréscimo) da intensidade dos eventos extremos de precipitação, em média, de 50 (-25) mm. Valente e Aquino (2018) analisaram as anomalias de precipitação, positivas e negativas, do RS comparando séries temporais de anomalias de precipitação com registros históricos sobre desastres envolvendo

chuvas e estiagens. Os resultados indicaram 89% de relação entre os casos, ou seja, os registros históricos evidenciam a ocorrência das anomalias geradas por meios de reanálises.

Em Valente (2018), o mês de abril de 1959 foi a maior anomalia encontrada para o RS, apresentando o valor mínimo (máximo), em todo o território, de 200 (425) mm acima da média mensal. Diaz *et al.* (1998) analisaram grandes anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste com anomalias de precipitação ocorridas no RS e Uruguai acima de 500 mm mensais. Alguns dos casos encontrados, como o mês de abril de 1959, são explicados a partir desta relação com o Atlântico Sudoeste. Os resultados de Diaz *et al.* (1998) poderiam ser uma possível explanação para este episódio analisado em ambos os estudos.

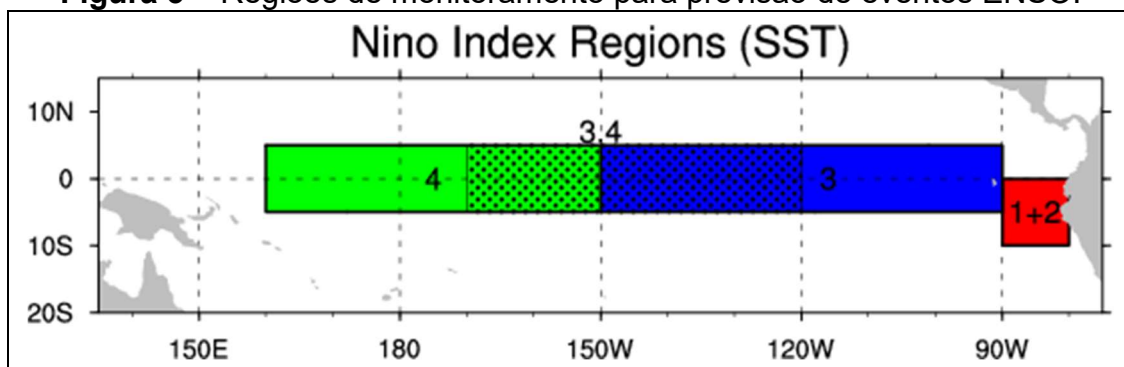
### **3.2 EL NIÑO – OSCILAÇÃO SUL**

Humboldt e Bonpland (1826), Walker (1923), Troup (1965) e Bjerknes (1969) foram alguns dos primeiros estudiosos a registrar oscilações de TSM no Pacífico Equatorial, relacionando diferentes episódios de uma variabilidade ocorrida nos trópicos e nomeando-a de Oscilação Sul, posteriormente chamada de ENSO. As análises de casos ocorridos a partir de 1960 complementaram os estudos anteriores observando as fases desta variabilidade e seus dois componentes: oceânico e atmosférico.

Podemos dizer que o ENSO é uma oscilação derivada do aquecimento anômalo do oceano Pacífico Equatorial (Figura 3), que, com a alteração de intensidade dos ventos alísios, muda a configuração de TSM, pressão e umidade no Pacífico Equatorial (TRENBERTH, 1997; DETTINGER *et al.*, 2001). Barry e Chorley (2013) apontam que o ENSO resulta de uma reorganização radical da circulação de Walker que altera os padrões de pressão e TSM, manifestando-se nas fases El Niño (positiva), La Niña (negativa) e neutra. Trenberth (1997) e Barry e Chorley (2013) mostram que o início de um EN ou de uma LN dependerá dos processos de ressurgência e advecção no Pacífico (Figura 4). Nem todos os casos apresentam o mesmo comportamento, pois outros fatores, tanto globais quanto locais, podem interferir, amplificar ou diminuir as influências das fases do ENSO.



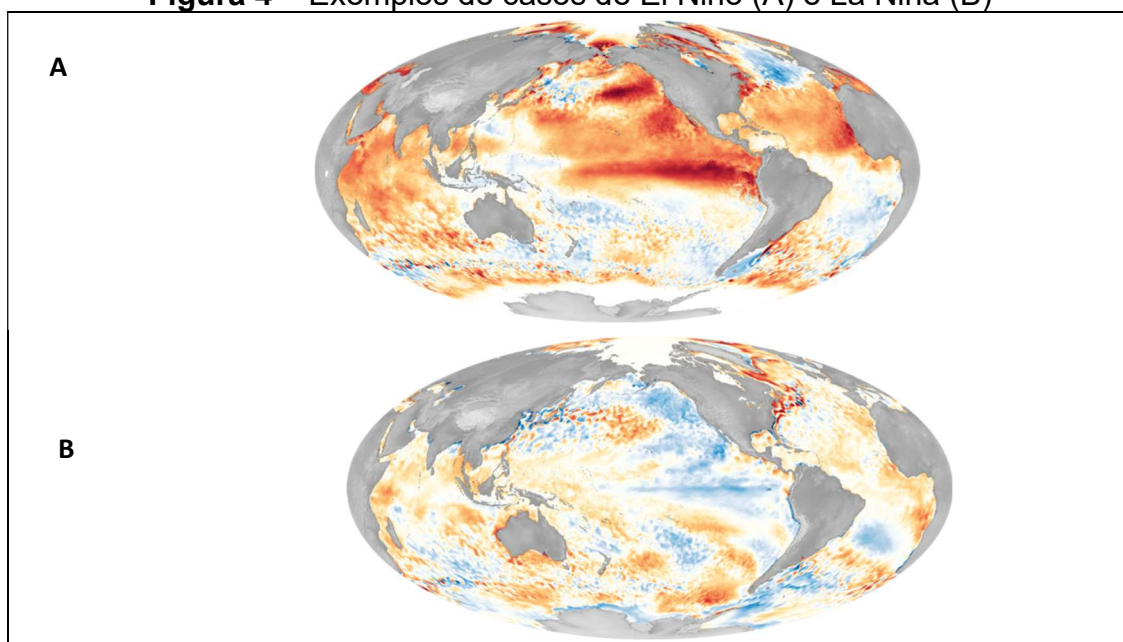
**Figura 3** – Regiões de monitoramento para previsão de eventos ENSO.



Fonte: NOAA (2020).

As mudanças nas ocorrências de eventos ENSO acontecem tanto temporal quanto espacialmente. Freund *et al.* (2019) analisaram os eventos de EN ocorridos no Pacífico Central e Equatorial, constatando um aumento no El Niño do Pacífico Central nas últimas quatro décadas, supostamente começando entre 1976/77, coincidindo com as mudanças na Oscilação Decenal do Pacífico (Figura 5). O deslocamento das anomalias de TSM para o Pacífico central reconfigura os padrões de convecção e circulação atmosférica clássicos do ENSO, alterando, assim, os impactos nas anomalias de temperatura e precipitação associadas a esta oscilação.

**Figura 4** – Exemplos de casos de El Niño (A) e La Niña (B)



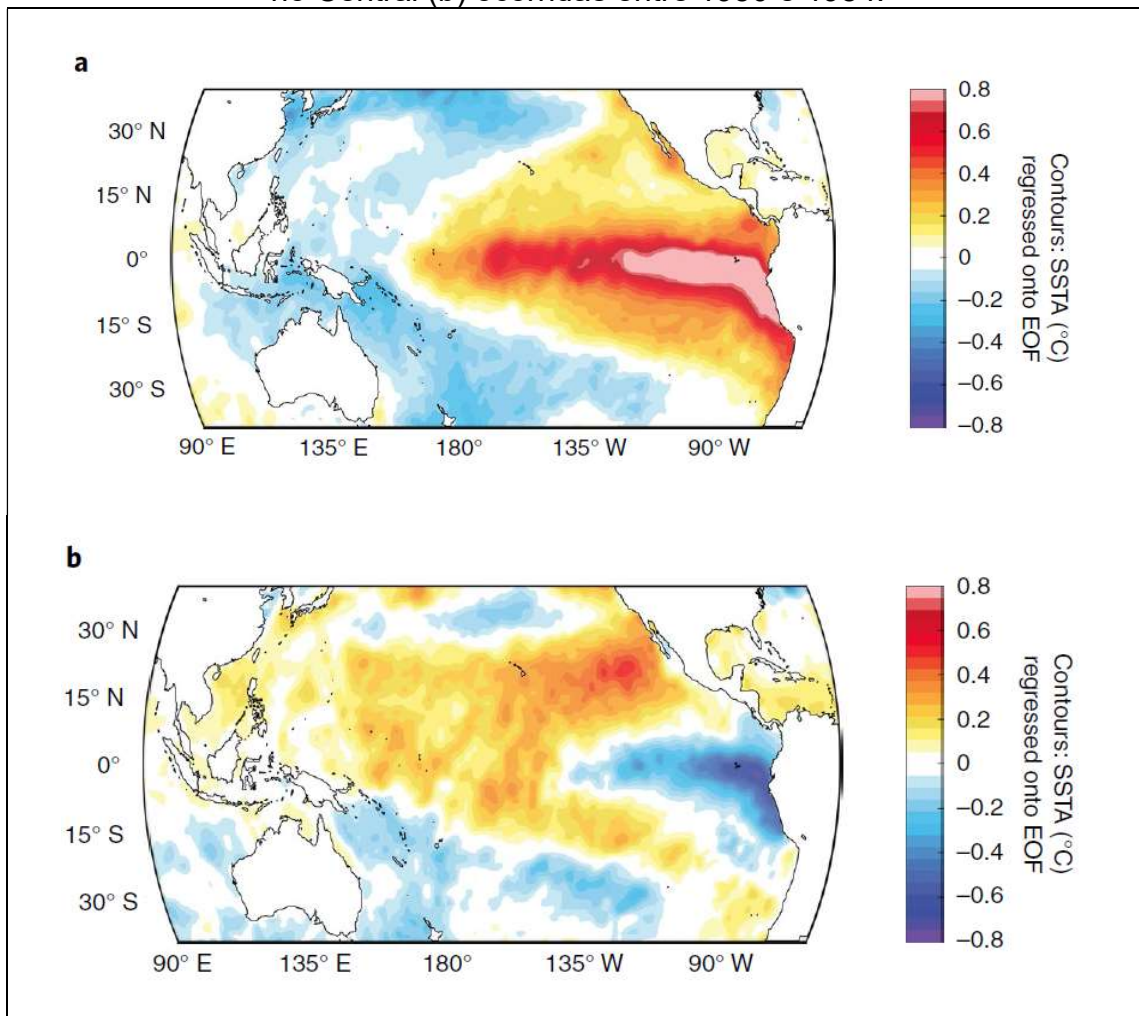
Fonte: NOAA (2020).

Freund *et al.* (2019) também analisaram os eventos de EN entre o período 1617-1920, constatando que os EN no Pacífico Central ocorreram frequentemente dentro do intervalo com uma taxa de um entre seis eventos a cada trinta anos, contabilizando 37 casos. Similarmente, eventos EN no Pacífico Leste contabilizaram 27 casos. Ambos os tipos de EN exibiram alterações na frequência, porém mantendo a taxa de ocorrência. A partir de 1976, o número de EN no Pacífico Central passou do dobro de casos quando comparado com a análise 1617-1920, mudando de 3,5 para 9 eventos a cada trinta anos.

Os casos de El Niño no Pacífico Leste mantiveram-se entre 2 episódios a cada trinta anos. Entretanto, mesmo com a taxa baixa, os EN no Pacífico Leste apresentaram aumento anômalo nas suas intensidades nos últimos quarenta anos. Os três eventos mais intensos, todos EN no Pacífico Leste, foram 1982-83, 1997-98 e 2015-16, os quais apresentaram um pico de anomalia de TSM superior a 2,4°C. O episódio 2015-16 ainda exibe um padrão anômalo para eventos de EN, pois apresenta uma fraca tentativa de EN no Pacífico Central em 2014 seguida de um forte EN no Pacífico Leste nos dois anos seguintes. Apesar de parecer fora do comum, este padrão anômalo ocorreu oito vezes nos últimos 400 anos. Esta categoria foi então batizada de Super El Niño (SUPER EN).

Os SUPER EN apresentam impactos desproporcionais tanto na sociedade quanto no meio ambiente, com picos de anomalias de TSM no Oceano Pacífico superiores a três desvios padrões. Porém, dada a distinção destes casos, é provável que a ocorrência de um SUPER EN necessite da presença de fatores externos.

**Figura 5** – Exemplos de composições casos de El Niño no Pacífico Leste (a) e no Central (b) ocorridas entre 1950 e 1984.



Fonte: Adaptado de Freund *et al* (2019).

Partindo deste pressuposto, Hameed, Dachao e Thilakan (2018) desenvolveram uma teoria de detecção de SUPER EN sugerindo que a sua formação estaria ligada à interação com a fase positiva do Dipolo do Oceano Índico. Os autores constataram que o modelo explica bem os casos de 1972-73, 1982-83 e 1997-98, concluindo que o episódio 2015-16 provavelmente fora intensificado pela variabilidade decenal do Pacífico por não existir interação alguma com o dipolo do Índico. Apesar de incomum, o período de 2014-16 chegou a ser constatado em alguns modelos, como Glantz (2015) e Zhu *et al.* (2016).

Eventos de SUPER EN, EN e LN impactam diretamente na precipitação do SEAS. Ropelewski e Halpert (1987) identificaram anomalias positivas de precipitação constantes nos meses de novembro com a fase EN ativa no

SEAS. Ropelewski e Halpert (1989) observaram o mesmo para a fase LN durante o período julho-dezembro. Aceituno (1988) encontrou tendências a baixas (altas) pressões em EN (LN) no sudeste da América do Sul. Grimm, Ferraz e Gomes (1998) observaram estas anomalias em EN e LN especificamente no SB. Em Grimm, Barros e Doyle (2000), descobriu-se que a sensibilidade do SB ao ENSO é superior às demais regiões do sudeste da América do Sul e o SB apresenta sinais mais fortes em eventos EN.

As mudanças de circulação e precipitação no sudeste da América do Sul indicam alto grau de linearidade nas respostas entre as duas regiões. Grimm, Barros e Doyle (2000) também constataram que, em EN, há uma tendência de baixa precipitação no ano anterior ao evento até o início da primavera, época na qual os primeiros sintomas do EN se manifestam no SB. Após o início do evento, a influência do EN tende a intensificar as anomalias de precipitação até o inverno. O mesmo ocorreria em LN, porém com sinais opostos. Contudo, a fase LN exhibe maior variabilidade espacial nas anomalias de precipitação do SB, indicando a presença de outros fatores.

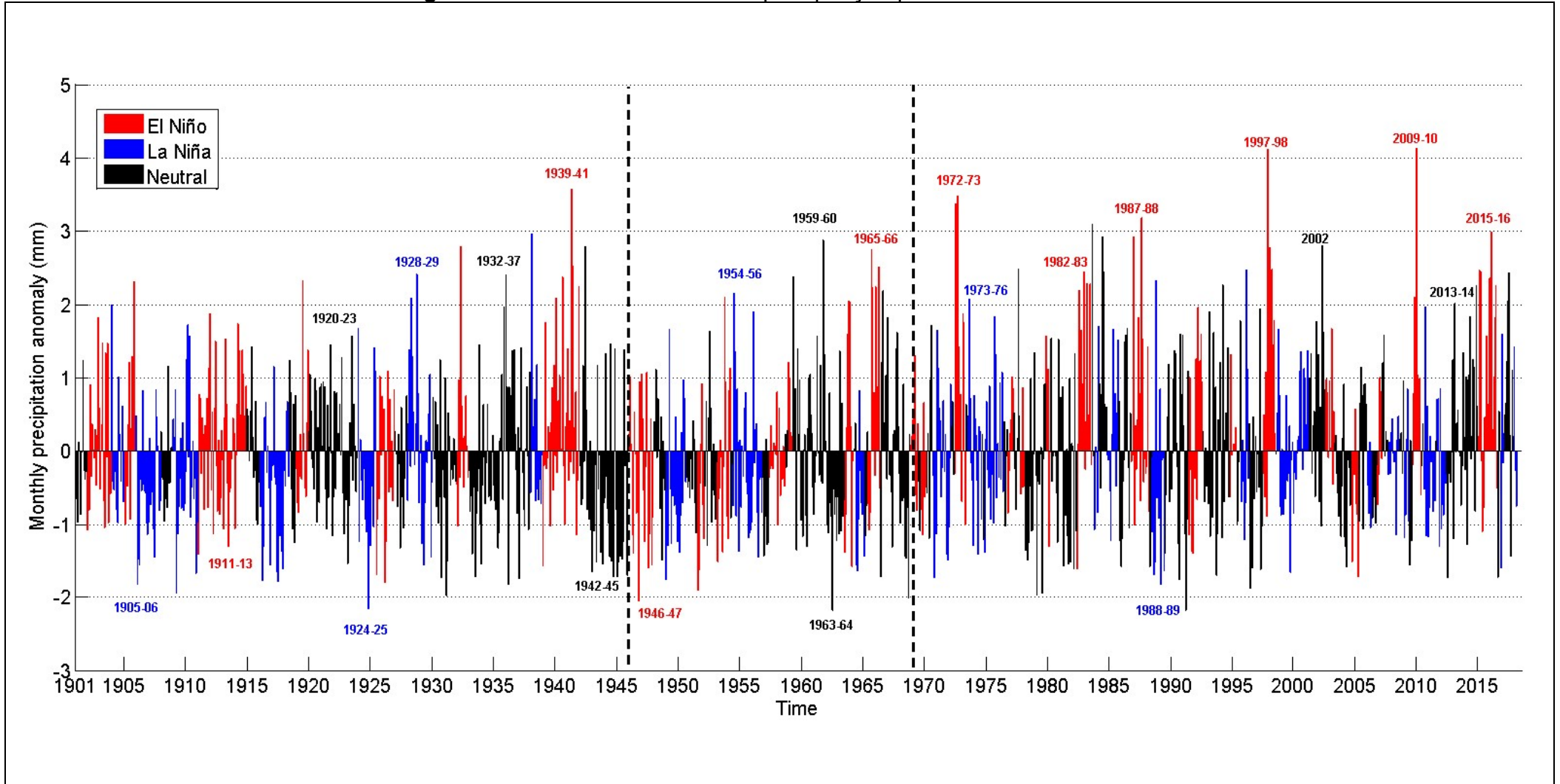
Portanto, as particularidades dos regimes de precipitação do SB, convectivos e frontais, são diretamente influenciadas pelas fases do ENSO. Sabemos que as polaridades do ENSO causam mudanças de jatos subtropicais e fluxos de umidade. Entretanto, nem todos os casos são iguais. Apesar de Grimm, Ferraz e Gomes (1998) e Grimm, Barros e Doyle (2000) terem encontrado tendências a precipitações positivas (negativas) em EN (LN), Grimm, Barros e Doyle (2000) salientam que há diferenças intrasazonais nos impactos do ENSO, recomendando uma análise mensal durante suas fases para maiores detalhes nas anomalias de precipitação.

O SEAS, em fases neutras, já apresenta um padrão de circulação anômalo ao resto do Brasil e da América do Sul. Este padrão pode se intensificar com o ENSO. Ainda assim, é válido recordar que os locais de formação de cada episódio ENSO podem determinar quais as estações e lugares serão afetados com maior intensidade, conforme Freund *et al.* (2019). Esta pode ser uma das respostas para os resultados de Valente (2018) e Valente e Aquino (2018), que analisaram apenas o RS durante o século XX mensalmente e encontraram diferenças entre os padrões de EN e LN descritos nos demais trabalhos. A quantidade de anomalias positivas e negativas em

ambas as fases mostra que a influência do ENSO, pelo menos na precipitação do RS, não necessariamente é o único modificador. A coexistência de demais variáveis, desde fatores locais como o relevo até fatores globais (outros MVC) podem formar combinações para melhorar a explicação desta teleconexão.

Valente e Aquino (2018) encontraram resultados para os primeiros anos do século XX. Já Valente (2018) classificou as anomalias de precipitação em meses de EN e LN, concluindo que o EN exerce uma tendência ao aumento das temperaturas em casos classificados como fortes (onde se encontram episódios de EN e SUPER EN). Os meses de LN não apresentaram nenhuma influência específica nas anomalias de precipitação do RS, intensificando-as tanto em casos positivos quanto negativos. Os três casos ressaltados por Hameed, Dachao e Thilakan (2018), classificados como SUPER EN no século XX (1972-73, 1982-83 e 1997-98), estão bem definidos nas séries temporais, conforme a Figura 6, que apresenta todo o século XX e os primeiros anos do século XXI.

**Figura 6** – Série de anomalias de precipitação para o RS de 1901-2017

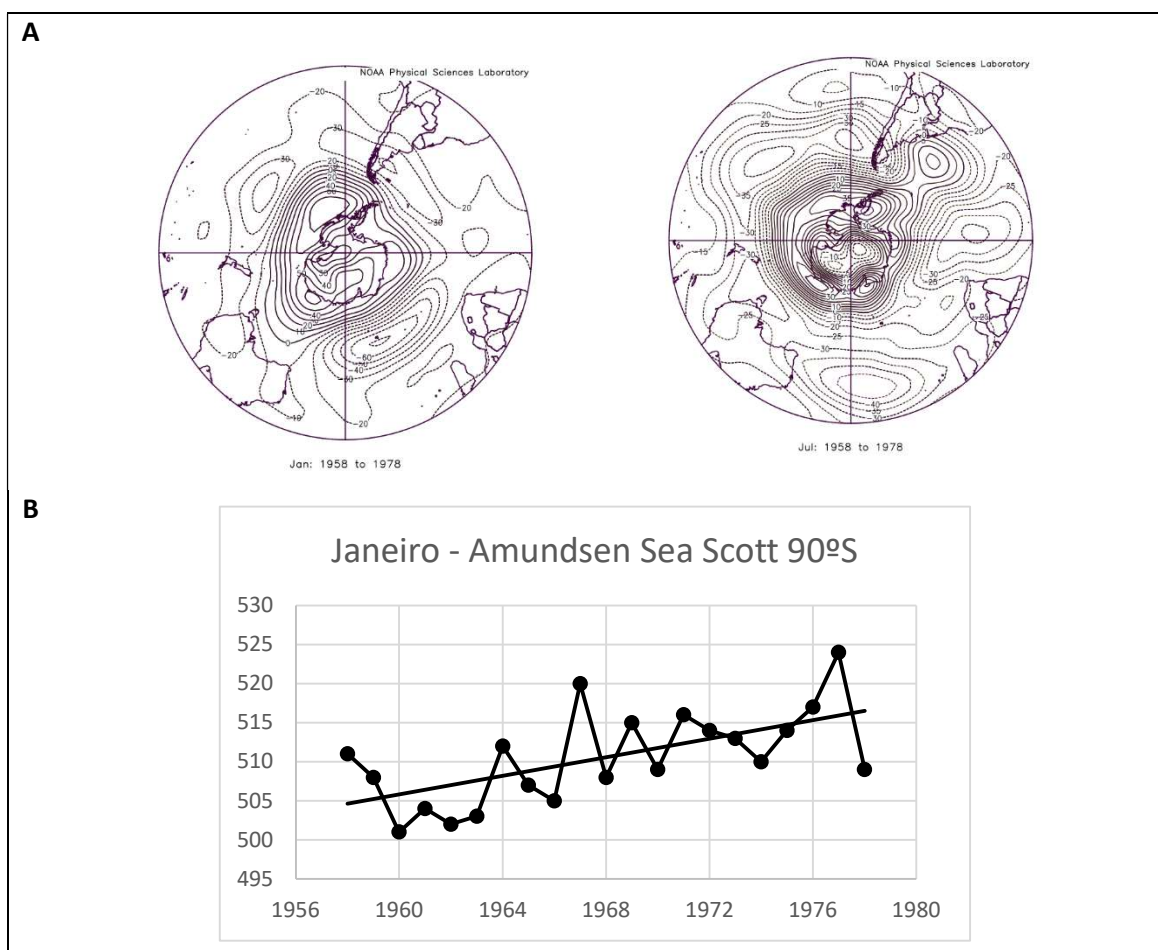


Fonte: adaptado de Valente (2018).

### 3.3 MÓDULO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL

Durante a década de 1920, Gilbert Walker encontrou três grandes oscilações no globo (Atlântico Norte, Pacífico Norte e a Oscilação Sul). O avanço dos estudos climáticos a partir da década de 1970 trouxe resultados cruciais à compreensão inicial do ENSO e a confirmação de novos MVC. Trenberth (1979) analisou as anomalias de altura geopotencial (GPT) e vento zonal a 500 hPa entre 1972-78 e 1958-78, respectivamente (Figura 7).

**Figura 7** – Anomalias de GPT (A) a 500 hPa em janeiro (Esquerda) e julho (direita) e sequência de GPT média para o mês de janeiro no polo sul de 1958 a 1978 (B)



Fonte: adaptado de Trenberth (1979).

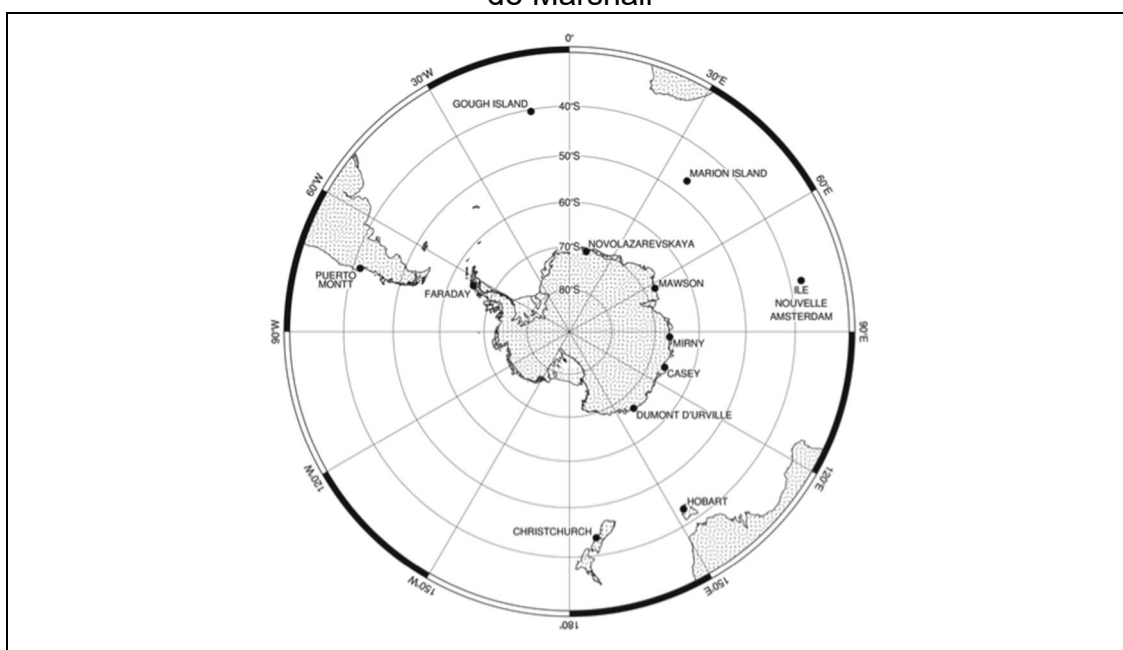
Os resultados apresentam contraste de variabilidade entre os dois hemisférios. Havia uma alteração no Hemisfério Sul (HS) que aumentava conforme a latitude. A Figura 7 indica as médias de GPT em janeiro e julho de



1972-78 e a tendência positiva encontrada no Polo Sul com os dados da estação de Scott-Amundsen (EUA). As alterações nos padrões de vento zonal e GPT, especialmente ao redor da Antártica, apontavam para o que Trenberth (1979) chamou de oscilação quase bienal. Rogers e Van Loon (1982) encontraram anomalias periódicas de pressão a nível do mar em latitudes médias na Nova Zelândia e no Oceano Índico.

Seguindo os trabalhos de Walker (1928) e Trenberth (1979), Gong e Wang (1999) iniciam o processo de indexação de uma quarta variabilidade, batizada de Oscilação Antártica em Wang (1992) e Gong e Wang (1998). Inicialmente, a Oscilação Antártica, também conhecida como SAM, é uma diferença de pressão entre as latitudes  $40^{\circ}$  e  $65^{\circ}$ S, abrangendo desde o sul da América do Sul, Pacífico e Atlântico Sul até o Oceano Austral e o continente Antártico (Figura 8 e Figura 9).

**Figura 8** – Localização das doze estações usadas para calcular o índice SAM de Marshall



Fonte: Marshall SAM index (2020).

O SAM é uma inerente característica climática do HS por ser proeminente durante todo o ano, oscilando conforme as variações de vento zonal e meridional, pressão ao nível do mar e GPT e pode representar até 50% da variabilidade do continente antártico (GONG e WANG, 1999). Com dados



de pressão de 1873 a 1994, Gong e Wang (1999) criaram o índice da Oscilação Antártica, conforme a Equação 1 e Tabela 1.

**Equação 1** - Índice de Oscilação Antártica, onde P é a pressão correspondente às latitudes

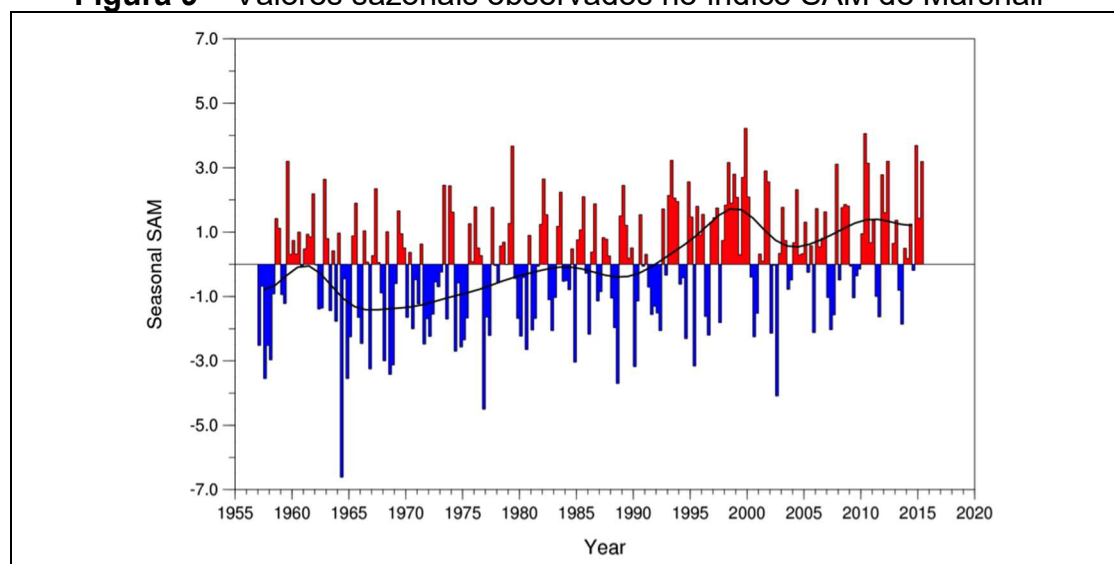
$$IOA = P_{*40^{\circ}S} - P_{*65^{\circ}S}$$

**Tabela 1** - Anos com os maiores (acima) e menores (abaixo) níveis do índice SAM

Positivos	1990	1928	1921	1988	1989	1948	1899	1986	1983	1932
Negativos	1963	1940	1893	1969	1956	1907	1897	1954	1980	1929

Fonte: adaptado de Gong e Wang (1999).

**Figura 9** – Valores sazonais observados no índice SAM de Marshall



Fonte: Marshall SAM index (2020).

Analisando a GPT a 1000, 500 e 300 hPa e vento zonal a 1000, 500 e 100 hPa, Thompson, Wallace e Hegerl (2000) compararam a estrutura e sazonalidade dos modos anulares de ambos os hemisférios, concluindo que a baixa troposfera tem um papel importante na identificação e delimitação dos modos anulares. Os modos anulares existem em ambos os hemisférios centrados entre 45° e 65°. Entretanto, a variabilidade no HS possui maior amplitude devido às características físicas do Oceano Austral e do continente Antártico. Thompson e Solomon (2002) apontam as diferenças das duas polaridades do SAM, onde, na fase positiva, há baixas temperaturas ao redor

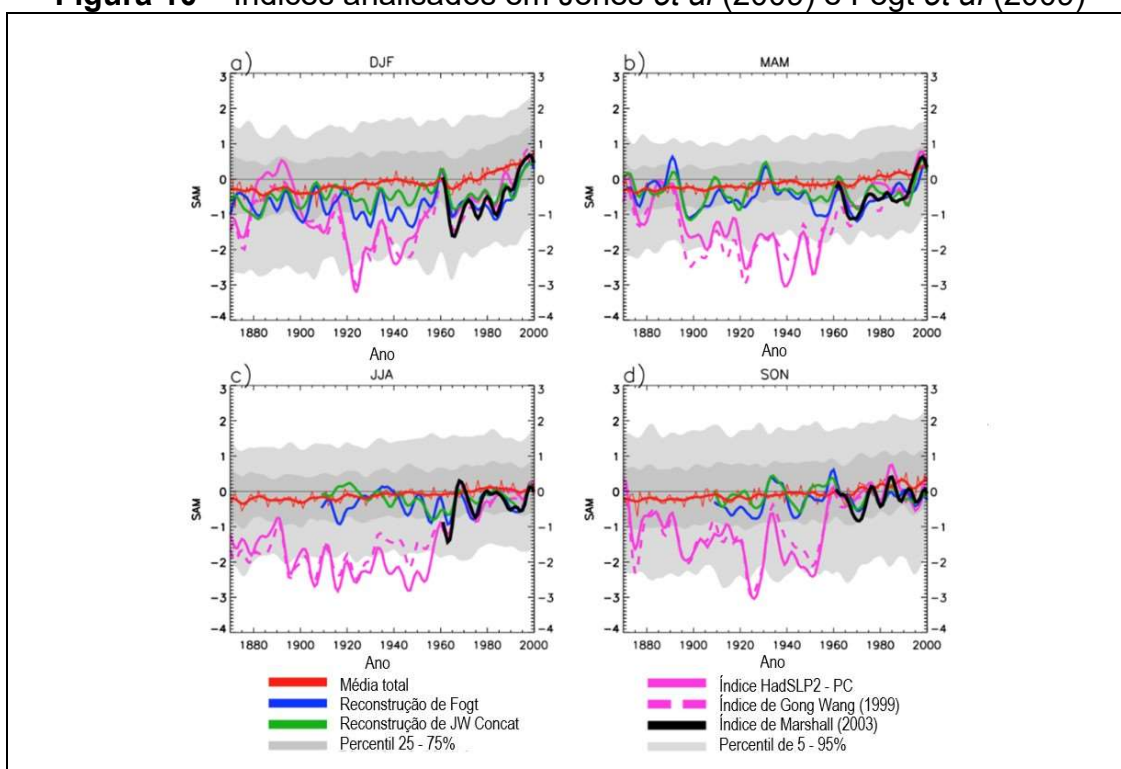
da Antártica, níveis de GPT rebaixados e fortes fluxos circumpolares a 60°S. Os meses marcados pela fase negativa apresentam cenário oposto. Thompson e Solomon (2002) salientam que o SAM é evidente durante todo o ano na troposfera, mas sofre influência da baixa estratosfera nas estações onde o vórtex polar é perturbado por ondas de dispersão vindas da troposfera.

Em Marshall (2003) as tendências do SAM foram comparadas utilizando o índice de oscilação antártica. Ao analisar a diferença de pressão a nível do mar (PNM) média baseada em seis estações meteorológicas entre 40°S e 65°S, constatou-se que a tendência a valores positivos do SAM iniciou a partir da década de 1970, pois tanto os dados meteorológicos quanto as reanálises apontaram o aumento de PNM entre médias e altas latitudes. Marshall (2007) analisou o comportamento da TSM polar entre 1957-2004, encontrando correlações positivas (negativas) entre o fortalecimento do SAM e TSM no norte da Península Antártica (leste da Antártica) durante todo o período, com variações sazonais. Os resultados indicaram que o SAM descreve 35% da variabilidade de TSM no HS e que as tendências à fase positiva são maiores no verão e outono (estação com maior variação). Marshall (2007) aponta que a frequência e intensidade de TSM aumentaram a partir da década de 1980.

Partindo da descoberta da tendência positiva do SAM a partir da década de 1960, Jones *et al.* (2009) e Fogt *et al.* (2009) analisaram a variabilidade do SAM em escalas de tempo superiores, de 1865 a 2005, comparando índices baseados nas diferenças de PNM entre 40°S e 65°S. Thompson e Solomon (2002) e Thompson *et al.* (2011) constataram a possibilidade de mudanças na tendência do SAM estarem diretamente relacionadas a fatores antrópicos. Jones *et al.* (2009) analisaram índices como Gong Wang (1999), Marshall (2003), entre outros de escalas secular a sazonal (Figura 10). A tendência positiva foi encontrada em todas as bases de dados utilizadas. A concordância dos índices é superior no verão (DJF) e outono (MAM). O inverno (JJA) é a estação de menor consonância ao passo que a primavera (SON) apresentou pouca concordância. Tendências positivas significativas foram encontradas nas décadas de 1890, 1930 e 1960, indicando uma periodicidade no SAM. Os intervalos 1905-30 e 1950-60 apresentaram pouca relação entre os índices e a possível influência de forçantes externas no SAM. Jones *et al.* (2009) salientam que o período 1958-59 apresenta fortes anomalias de PNM no outono

relacionadas a propagação das ondas de Rossby com o episódio de EN ocorrido simultaneamente.

**Figura 10** – Índices analisados em Jones *et al* (2009) e Fogt *et al* (2009)



Fonte: adaptado de Fogt *et al* (2009).

Fogt *et al.* (2009) estudou as tendências sazonais no HS. Nas reconstruções, um sinal de SAM negativo persistiu antes dos picos do SAM no verão de 1960, outono de 1890 e 1930 e primavera de 1930 e 1960. Descobriu-se que a depleção do ozônio é um mecanismo dominante para a tendência da fase positiva do SAM no verão e no outono (estação de aumento de casos de SAM positivo). O inverno apresentou tendência à fase positiva apenas nos dados de dendrocronologia e a primavera tendências fracas, apesar da estação possuir maior influência do ENSO na região polar.

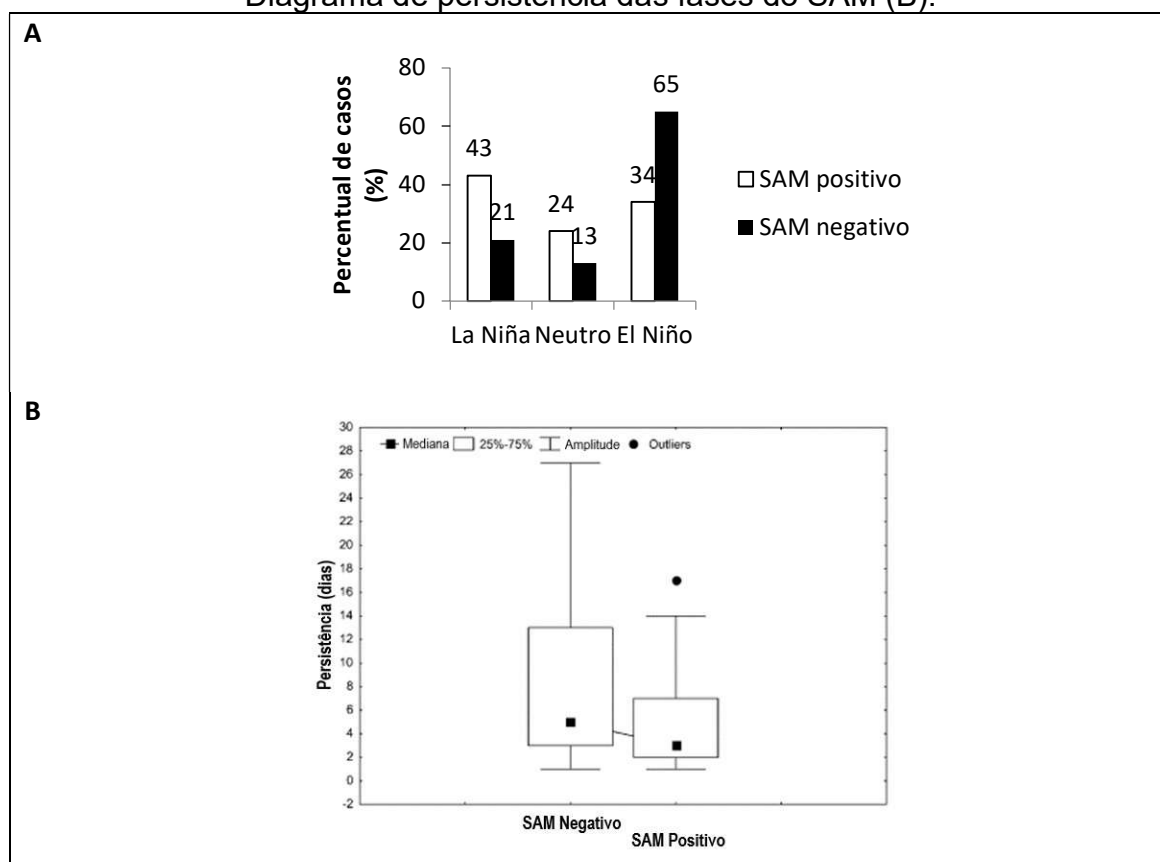
As conclusões de Jones *et al.* (2009) e Fogt *et al.* (2009) apontam que, apesar da variabilidade multidecenal com picos em 1890, 1930 e 1960, os últimos trinta anos possuem as maiores magnitudes dentre os 150 analisados. As possíveis explicações deste crescimento podem estar relacionadas ao aumento da influência dos gases estufa, ao buraco da camada de ozônio além do aumento da forçantes tropicais, se pensarmos nos eventos ENSO ocorridos a partir de 1970, por exemplo. A forçante tropical é mais influente nas estações de transição, especialmente na primavera. Fogt *et al.* (2009) ainda salientam

que outras variabilidades, em especial no Oceano Pacífico, podem contribuir para a tendência positiva no SAM.

Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) identificaram o comportamento diário de ambas as fases do SAM e a relação com atividades intrasazonais nos trópicos durante o verão austral, relacionando o SAM com o ENSO e a Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Os autores utilizaram dados diários para analisar escalas inferiores à sazonal devido às alterações nos padrões de vento e pressão que ocorrem no HS em DJF. Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) relataram que o número de dias com SAM negativo é superior ao número da fase positiva (Figura 11). Os sinais da fase negativa do SAM também coincidem com os padrões anômalos de GPT e vento zonal da fase EN. O fortalecimento (enfraquecimento) do jato subtropical se destaca nas composições da fase negativa (positiva) do SAM, assim como o enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar em SAM negativo (positivo). O número de dias em SAM negativo duplica em períodos de EN (Figura 11). A tendência é reversa para a fase positiva. Apesar da flutuação latitudinal, SAM negativo (positivo) prevalece em períodos de aumento (diminuição) da atividade intrasazonal no HS no sentido trópico-polo.

O comportamento diário do SAM em DJF pode ser uma resposta à circulação atmosférica e as anomalias no Pacífico Leste, onde SAM positivo (negativo) são favorecidos pelo fortalecimento (enfraquecimento) dos sistemas atmosféricos do Pacífico Central e uma mudança a oeste (leste) da Zona de Convergência do Pacífico Sul.

**Figura 11** – Porcentagem de dias nas fases negativa (preto) e positiva (branco) do SAM observadas durante eventos de La Niña, Neutro e El Niño (A).  
Diagrama de persistência das fases do SAM (B).

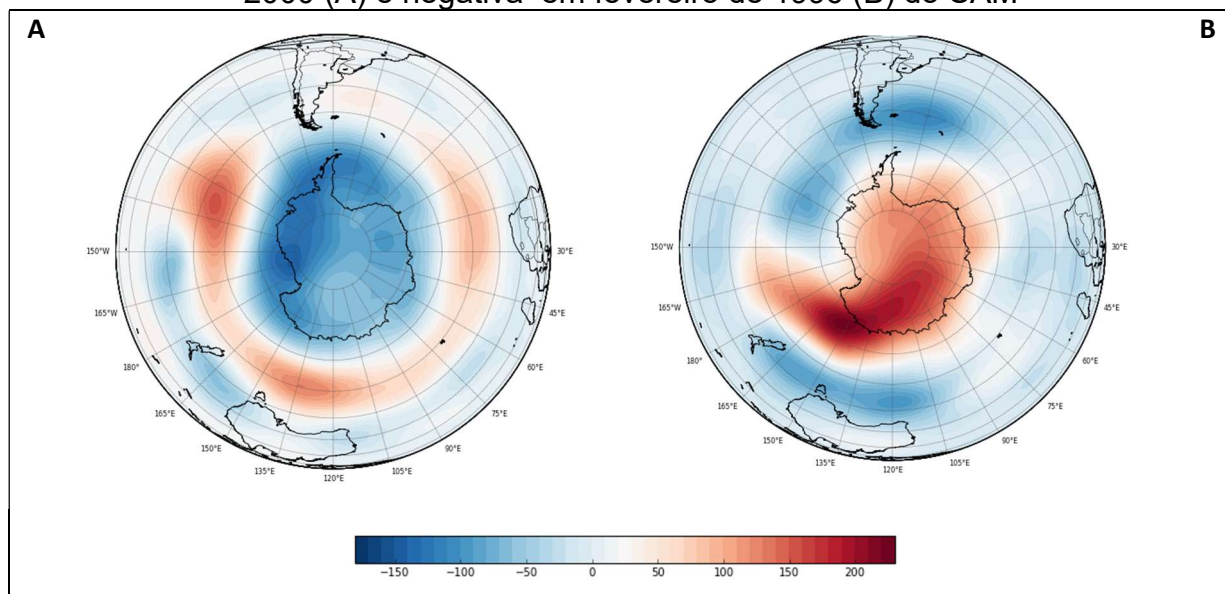


Fonte: adaptado de Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005).

A mudança das atividades sinóticas, em baixos e altos níveis, modula a ciclogênese em todo o HS, alterando sua latitude inicial e a proximidade em relação ao Equador (Figura 12). Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) analisaram 429 (298) ciclones em 317 (305) dias de SAM negativo (positivo), encontrando os padrões descritos acima. A razão seria o deslocamento do jato subtropical para o Equador em SAM negativo, favorecendo ciclones a iniciar e dissipar em latitudes mais baixas. A vida de um ciclone pode aumentar (diminuir) em SAM negativo (positivo) devido aos padrões de ondas (Figura 13). A alternância das fases parece estar relacionada à migração latitudinal dos jatos de altos níveis subtropicais e as alterações de intensidade no jato polar (alterando a ciclogênese). Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) aponta que o SAM será negativo (positivo) quando TSM está mais quente (fria) no Oceano Pacífico Central, também salientando o fato do ENSO enfraquecer (fortalecer) o SAM positivo (negativo) e anomalias de GPT na Antártica em fase quente (fria) do

ENSO. Entretanto, os padrões de SUPER EN podem não interagir da mesma maneira devido à diferença de posição e fontes de influência.

**Figura 12** – Anomalias de GPT demonstrando as fases positiva em janeiro de 2000 (A) e negativa em fevereiro de 1996 (B) do SAM



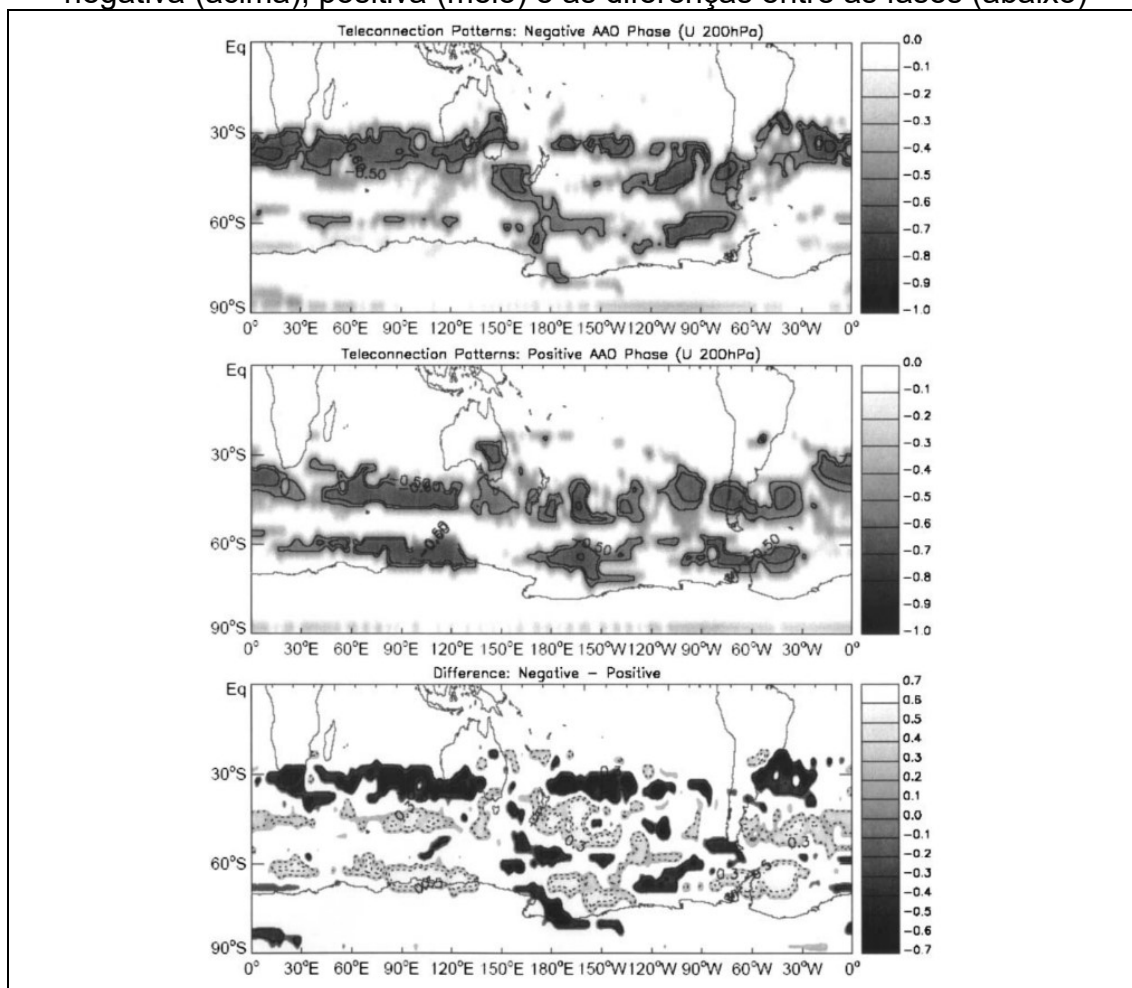
Fonte: elaborado pelo autor.

O SAM também apresenta relações e teleconexões com o SEAS. Sansigolo (2010) analisou tabelas de contingência em busca de relações sazonais entre o índice de oscilação antártica e as anomalias de temperatura e precipitação, máximas e mínimas, dentro no SEAS, no SB. O impacto do SAM, em ambas as variáveis, não é simétrico, variando conforme a estação. Relações inversas entre a fase negativa e anomalias positivas de temperatura e precipitação foram encontradas. Este índice contribui para previsões de três a seis meses no SB relativo à influência na trajetória dos ciclones no HS. Esta influência do SAM apresenta relações diretamente proporcionais entre as precipitações acima da média no SB com a fase negativa do SAM, especialmente em estações de transição.

Aquino (2012) investigou conexões climáticas do SAM com o SB e a Península Antártica, encontrando aumento de  $0,56^{\circ}\text{C}$  na temperatura média anual do SB e  $0,0179^{\circ}\text{C}$  ao ano na temperatura média sazonal durante o outono entre 1961 e 2009. A primavera foi a estação de maior ocorrência de SAM negativo e o inverno apresentou maior ocorrência de SAM positivo. Aquino (2012) concluiu que o SAM negativo (positivo) associa-se a anomalias

de temperatura média mensal positiva (negativa) no SB e negativa (positiva) na península Antártica. As anomalias de temperatura média mensal do SB estão conectadas às variações atmosféricas entre o SAM e a península Antártica, influenciando, assim, a precipitação.

**Figura 13** – Padrões de teleconexão em vento zonal a 200 hPa durante a fase negativa (acima), positiva (meio) e as diferenças entre as fases (abaixo)



Fonte: Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005).

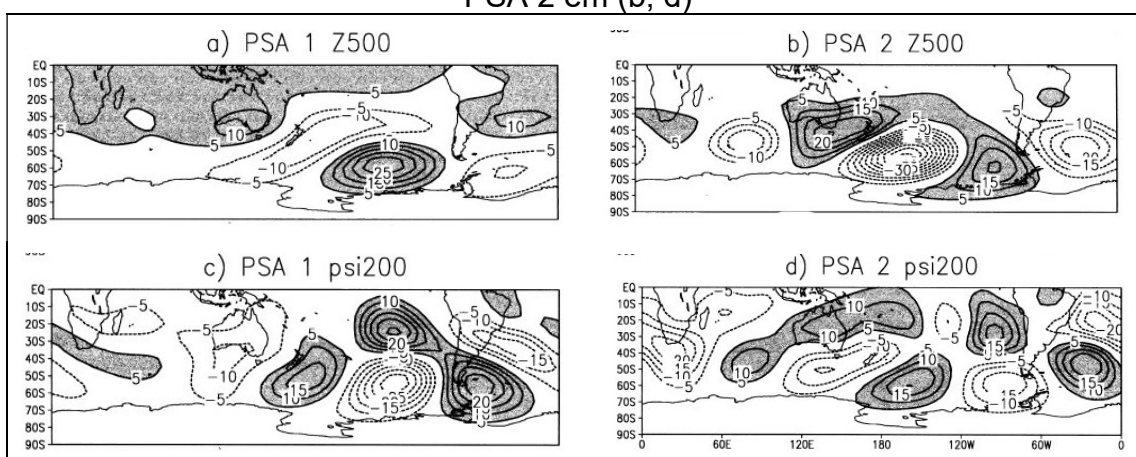
### 3.4 MODO PACÍFICO – AMÉRICA DO SUL

A variabilidade da circulação do Pacífico extratropical caracterizada pela propagação das ondas de Rossby costuma se associar a aquecimentos anômalos no Pacífico Tropical (VINCENT, 1998). Mo e Ghil (1987), descrevem que dentre as teleconexões do Hemisfério Sul (HS), existe um dipolo entre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul conhecido por Pacífico – América do Sul.

Diferentemente do MVC Pacífico – América do Norte, o PSA não possui seus centros de ação fixos. A variabilidade costuma ocorrer na Austrália/Indonésia e alterar o balanço de precipitação no Pacífico, Atlântico e Antártica (MO; GHIL, 1987; GHIL; MO, 1991; VINCENT, 1998). A temporalidade do PSA ocorre em diferentes escalas: da mensal à decenal. Sabe-se que possui relação com a convecção de inverno do HS, onde se encontram anomalias de vento em 200 hPa e 500 hPa. Esta oscilação apresenta um trem de ondas de padrão 3 (RAPHAEL, 2004).

Em 500 hPa e 200 hPa, anomalias de vento (zonal e meridional) são encontradas em escala temporal distinta, variando da escala intrasazonal (10 a 50 dias) até decenal (KIDSON, 1999). Nota-se que esta teleconexão possui dois modos de variabilidade atmosférica: PSA1 e PSA2 (MO; PAEGLE, 2001), de acordo com a Figura 14. O PSA1 está relacionado às anomalias de TSM no centro-leste do Pacífico, sendo o módulo de maior variação e uma resposta à variabilidade interanual do ENSO. Contribui para a ocorrência de anomalias negativas de precipitação no nordeste do Brasil e anomalias positivas no sudeste da América do Sul, em especial o SB, similares às anomalias do ENSO. O PSA2 possui relação com um componente quase bianual do ENSO, com um período de 22 a 28 meses, com as ocorrências mais fortes na primavera. O PSA 2 está associado a anomalias de chuva e deslocamento da zona de convergência do Atlântico Sul. Em relação ao ENSO, o PSA1 pode atuar conjuntamente devido às anomalias de TSM no Pacífico Leste. O PSA2 associa-se à oscilação quase bianual do ENSO (MO; PAEGLE, 2001).

**Figura 14** – EOF's mostrando a PSA1 a 500 (a) e 200 (c) hPa. O mesmo para PSA 2 em (b, d)



Fonte: adaptado de Mo e Paegle (2001).



Conforme Mo e Paegle (2001), O PSA1 pode explicar cerca de 20% da variância total de precipitação no HS. Temporalmente, as anomalias também existem tanto na escala intrasazonal como interanual. Contudo, segundo Kidson (1999), as flutuações ocorrem entre 10 e 50 dias e, conforme Mo e Paegle (2001), entre 40 e 90 dias. Para identificar os padrões é preciso analisar anomalias de GPT a 500 hPa acima (abaixo) de um desvio padrão para se encontrar a fase positiva (negativa) do PSA1. O mesmo pode ser feito com o PSA2.

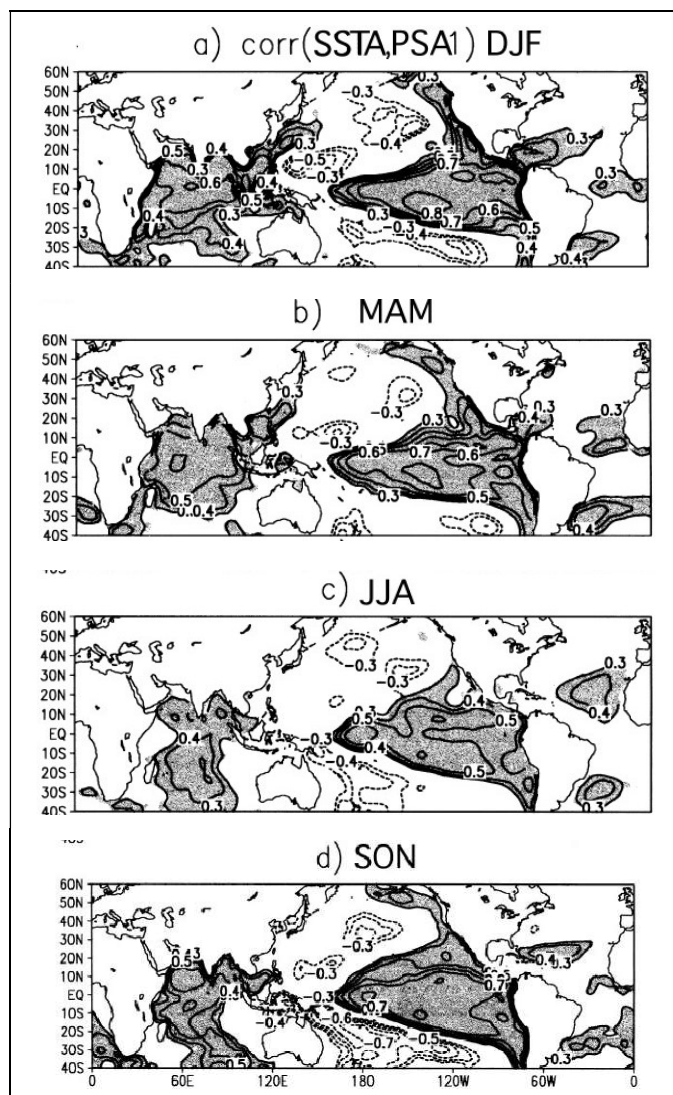
PSA 1 e 2 modulam as anomalias de circulação e precipitação na América do Sul. Padrões de chuva relacionados ao PSA apresentam dipolo com anomalias desde a região da zona de convergência do Atlântico Sul até o centro da Argentina e o Oceano Atlântico. Ambos os modos são detectados com melhor acurácia na escala intrasazonal, no verão e o inverno. Os modos podem ser tanto positivos quanto negativos e exibirem resultados diferentes (Figura 15).

Os modos do PSA podem ser identificados em diferentes níveis. Tanto o PSA1 quanto o PSA2, em eventos positivos (negativos), são identificados a 500 hPa e 200 hPa quando as anomalias ultrapassam um (menos um) desvio padrão. No inverno, PSA 1 e 2 fazem com que o jato subtropical atue como um guia de ondas desde que haja baixa pressão ao sul deste. No verão, o PSA1 apresenta os mesmos padrões de precipitação observados durante eventos de El Niño: anomalias negativas na região do Peru e Amazônia e positivas no SEAS. Estas anomalias costumam se associar a CCM's, comuns durante o verão, no SEAS (CAVALCANTI, 2000).

Pode-se dizer que o PSA funciona como um modo de conexão entre o ENSO e o SAM que age, ainda de maneira pouco explorada, no SEAS. Entretanto, o fato desta região apresentar teleconexões com MVC em baixas, médias e altas latitudes pode ser crucial na compreensão das anomalias de precipitação do SEAS. Valente (2018) encontrou anomalias em períodos neutros do ENSO equivalentes a extremos, positivos e negativos, de EN e LN para o RS, inserido na área de estudo. A atuação, tanto do SAM quanto do PSA é uma hipótese relevante a se considerar. Para confirmação destas

hipóteses, tornou-se necessário analisar setores da Antártica ligados ao ENSO, SAM e PSA.

**Figura 15** – Anomalias de TSM para o período DJF(a), MAM (b), JJA (c) e SON (d)



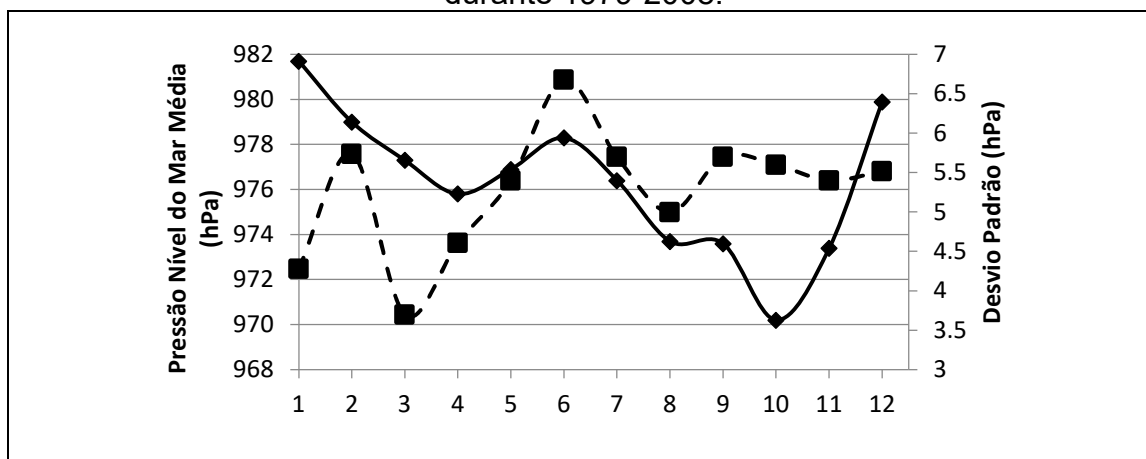
Fonte: Mo e Paegle (2001).

O PSA, especialmente o PSA1, está relacionado com os dois tipos de ENSO existentes: Pacífico Leste e Central. SAM e PSA compartilham de uma área onde costumam gerar anomalias de GPT, TSM e vento zonal e meridional. O número maior de eventos EN no Pacífico Central contribui para que os três MVC atuem sobre a região. Este setor está localizado entre os mares de Amundsen e Bellingshausen.

### 3.5 A BAIXA DO MAR DE AMUNDSEN

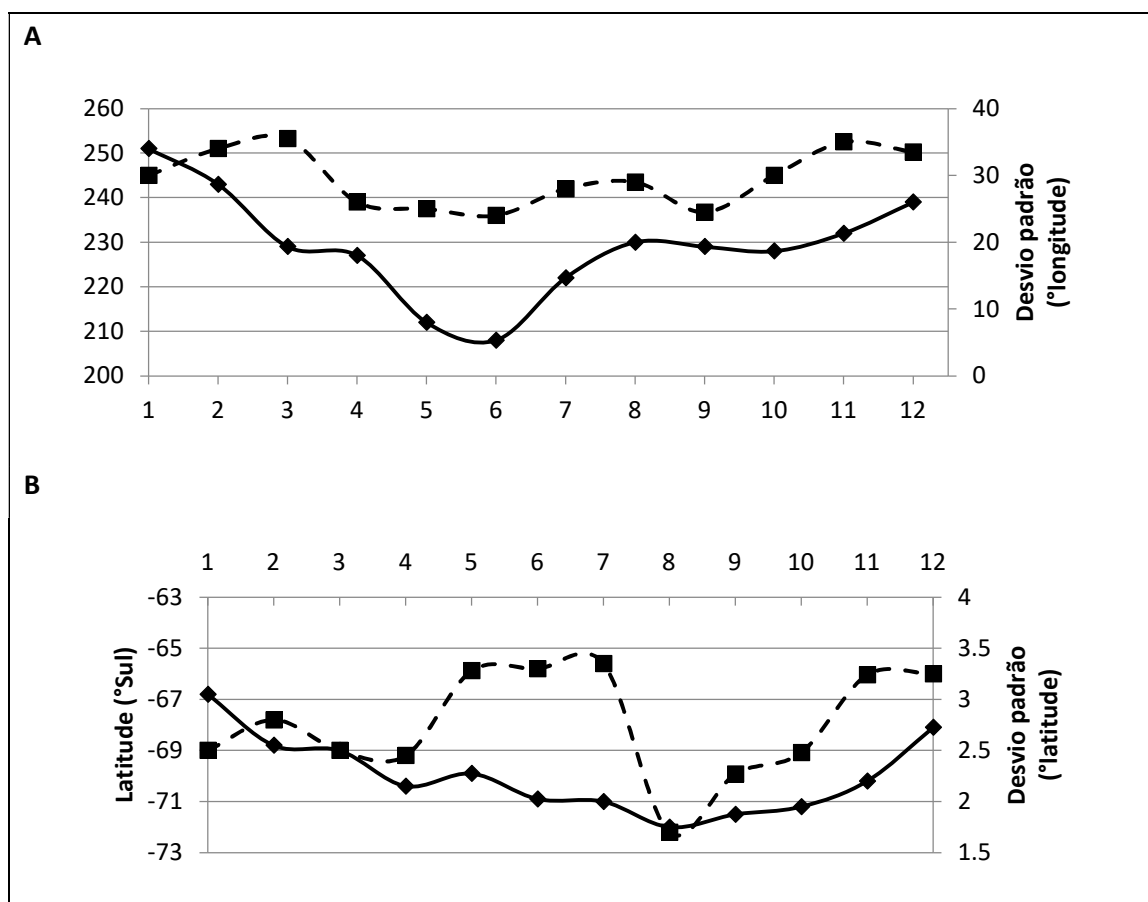
Publicada por Baines e Fraederich (1989), a Baixa do Mar de Amundsen (BMA) é um sistema semipermanente e dominante na região entre a península Antártica e a plataforma de gelo do mar de Ross. Sua variabilidade em profundidade e posição influencia tanto a temperatura quanto a precipitação na Antártica Ocidental. Turner (2004) contextualizou as relações do ENSO na Antártica. Turner *et al.* (2012) aponta que a BMA é influenciada tanto pelo PSA, SAM e ENSO, sendo mais baixa em LN do que em EN (diferença maior no inverno). É originada pelos três centros de baixa pressão geralmente localizados em 20°L, 90°L e 150°O ao redor da Antártica, formando o padrão de onda três (RAPHAEL, 2004). Especialmente, costuma se mover para 110°O em janeiro e retorna para 150°O em junho, conforme variação dos padrões de onda um a três amplificam a mudança a oeste. Sua posição é determinada pelo valor de GPT mais baixo entre 60°S e 75°S e entre 50°O e 180°O. Os valores médios mensais ficam entre 970,5 hPa (outubro) e 981,2 hPa (janeiro), conforme as Figura 16 e Figura 17.

**Figura 16** – Média mensal (quadrados) e desvio padrão (losangos) da BMA durante 1979-2008.



Fonte: adaptado de Turner *et al.* (2012).

**Figura 17** – Média (quadrados) e desvio padrão (losangos) do ciclo anual de longitude (A) e latitude (B) feito pela BMA.



Fonte: Turner *et al.* (2012).

A leste da BMA há um fluxo de norte a nordeste responsável por condições mais suavizadas a oeste da península Antártica. Fogt *et al.* (2012) chamou este setor de baixa de Amundsen-Bellingshausen. Esta caracterização foi feita em decorrência da variabilidade de circulação da baixa de Amundsen-Bellingshausen ser a maior de todo o HS. Há uma correlação negativa entre a extensão de gelo da baixa de Amundsen-Bellingshausen e a península Antártica a oeste durante o inverno. Turner, Colwell e Harangozo (1997) ressaltam que anos de fraco (forte) fluxo de norte são caracterizados por grandes (pequenas) extensões de gelo e pouca (muita) precipitação a oeste da península Antártica. Portanto, pode-se dizer que tanto a BMA e a baixa de Amundsen-Bellingshausen são regiões diferentes em áreas com alta concentração de ciclones em estágios finais. Turner *et al.* (2012) salienta o fato

de a BMA estar a níveis mais baixos quando há maior concentração de gelo no mar de Weddell, leste da península Antártica. Possivelmente a BMA esteve mais baixa durante o século XX, dada a maior concentração de gelo na época.

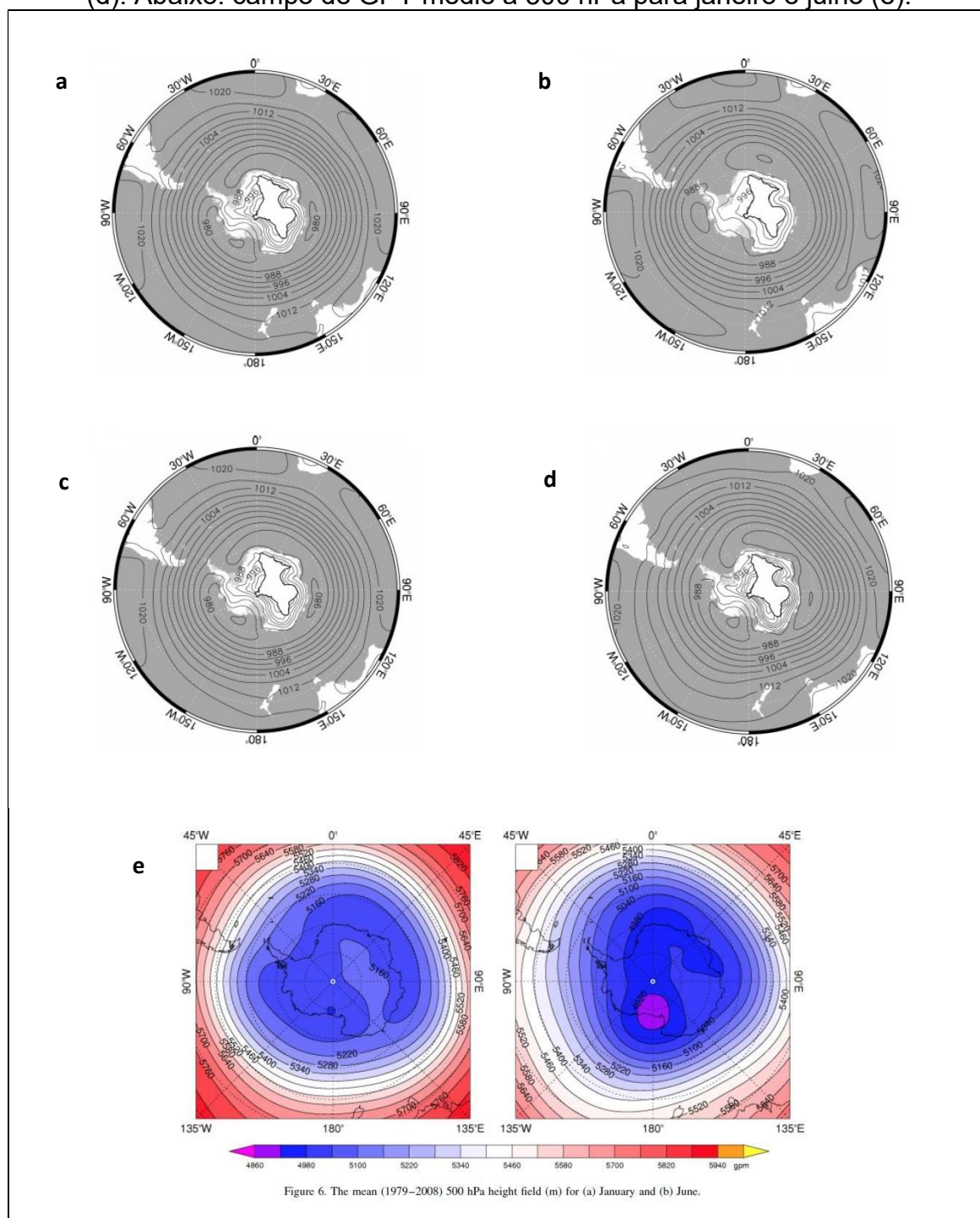
A relação da BMA com o ENSO é descrita em Turner *et al.* (2012) como um movimento profundo (raso) a oeste (leste) durante LN (EN). A BMA se deslocou a oeste durante o período 1994-2008 em comparação a 1979-1994, também apresenta picos de variabilidade em fevereiro, junho (pico máximo, aproximadamente 6,7 hPa) e setembro. Em todas as estações, exceto o verão, há uma sequência de correlações estatisticamente significativas com relações negativas-positivas-negativas que se estende da Nova Zelândia, Pacífico Sul e Atlântico Sul, sugerindo a influência de forçantes de latitudes baixas Turner *et al.* (2012). Este padrão de oscilação tem similaridades com os padrões de variabilidade do PSA. A baixa de Amundsen-Bellingshausen é uma das regiões do hemisfério sul de maior relação com o Pacífico Tropical e climas de alta latitude, sendo influenciada pelo PSA com valores altos (baixos) de PNM durante EN (LN) (TURNER *et al.* 2012). Turner (2004) ressalta que a área entre a península Antártica e o mar de Ross são diretamente afetados pelas alterações do ENSO e do SAM. A variabilidade do SAM afeta a PNM média ao redor da Antártica e latitudes médias. Logo, a PNM média é menor (maior) quando o SAM é positivo (negativo), conforme Turner *et al.* (2012).

Os três MVC apresentam sinais de interação com a BMA com PNM média menor (maior) durante LN e SAM positivo (EN e SAM negativo). A amplitude das anomalias sob efeitos dos MVC na BMA, em Turner *et al.* (2012), foram de 3,43 até 10,5 hPa com 85 meses de SAM negativo analisados. O SAM positivo apresentou valores de -2,87 a 8,7 hPa com 124 casos mensais observados. Março foi o mês de maior mudança devido às forçantes tropicais e abril as maiores mudanças no SAM em seus valores positivos (maior tendência positiva). Maio apresentou a segunda maior tendência ao redor da Antártica. Isto evidencia que o outono é a estação de maior expansão da BMA devido às trocas de energia trópico-polo.

Sobre deslocamento da BMA, novembro é o mês mais a oeste, embora haja pouca mudança de intensidade (Figura 18). A BMA é mais forte (fraca) e deslocada a oeste (leste) em LN (EN), embora Turner *et al.* (2012) saliente que a diferença de deslocamento entre as fases do ENSO não seja

estatisticamente significativa. Sabe-se que a PNM diminui em janeiro ao redor do círculo polar antártico, diminuindo a profundidade dos centros de baixa pressão. Fevereiro apresenta os valores mais baixos ao redor do continente e o aumento da frequência do padrão de onda três.

**Figura 18** – PNM média para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). Abaixo: campo de GPT médio a 500 hPa para janeiro e julho (e).

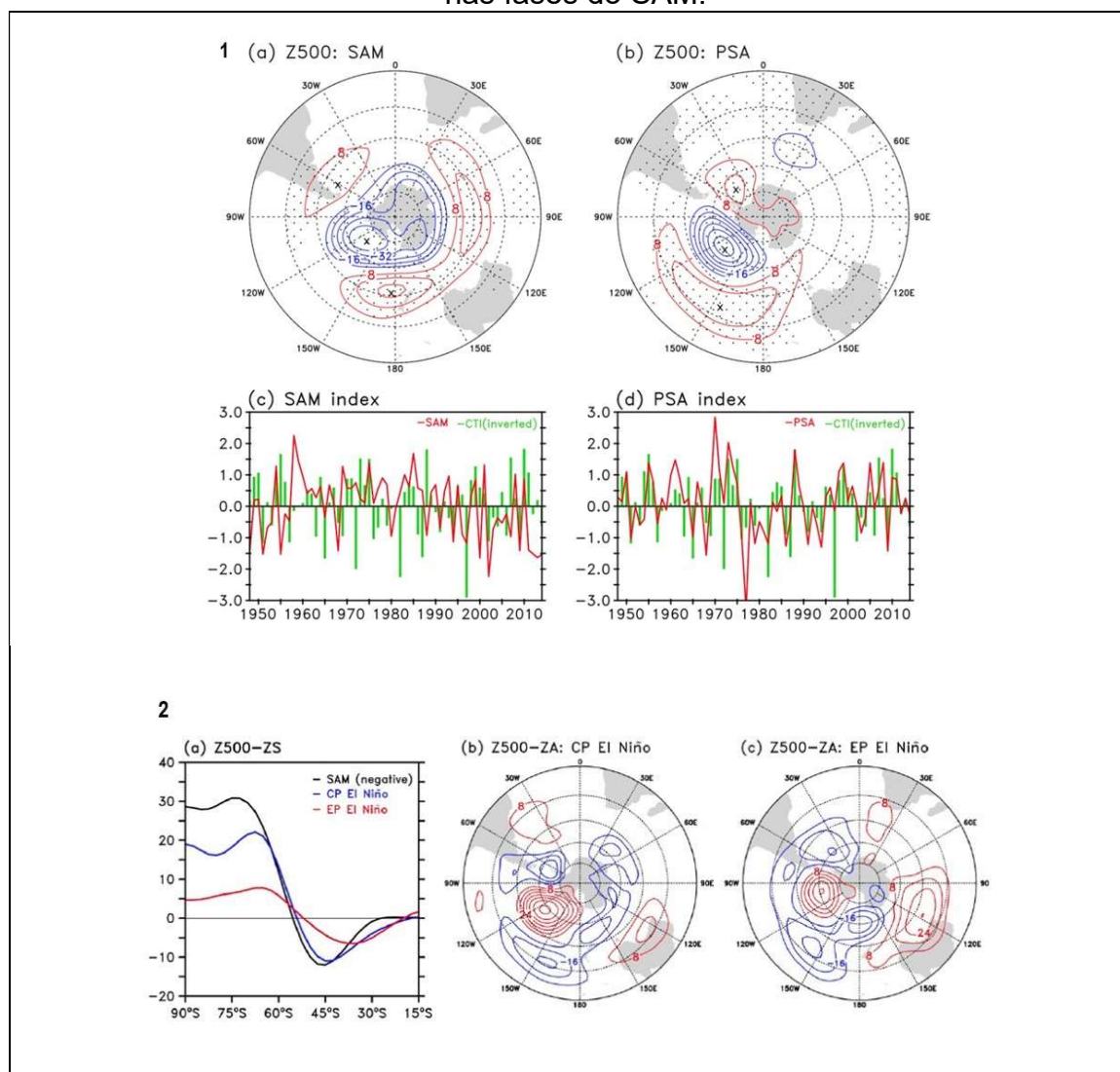


Fonte: Turner *et al.* (2012).

### 3.6 ATUAÇÃO CONJUNTA DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA

Temporalmente, mudanças importantes no comportamento do PSA e do SAM foram favorecidas pelo ENSO (Figura 19). Yu *et al.* (2015) afirmam que no início dos anos 1990, especialmente após 1993, as conexões do SAM e do PSA estão mais correlacionadas ao ENSO, que passou a apresentar um número maior de casos EM no Pacífico Central.

**Figura 19** – Em I: Exemplos do SAM e da PSA em anomalias de vento (500 hPa) durante a primavera. Em II: influência do EM no Pacífico Central e Leste nas fases do SAM.



Fonte: Yu *et al.* (2015).

Yu *et al.* (2015), Cavalcanti *et al.* (2021) e Hu *et al.* (2022) apontam que o EN no Pacífico Leste favorece (desfavorece) o PSA (SAM) enquanto o EN no Pacífico Central contribui para alterações em ambas as oscilações tanto na troposfera quanto na estratosfera, especialmente na primavera.

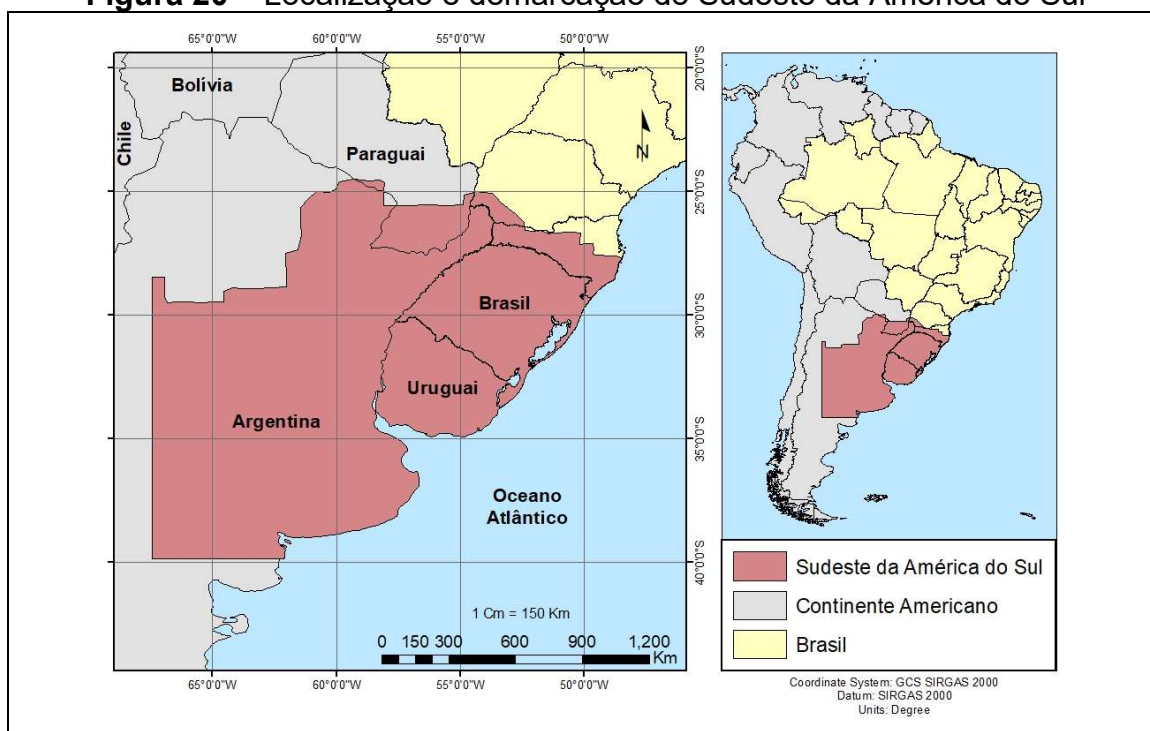
## 4. MÉTODO DA PESQUISA

### 4.1 ÁREA DE ESTUDO

O SEAS corresponde a uma região mista de quatro países, compreendendo, na totalidade, apenas o Uruguai (176.215 km<sup>2</sup>). No Brasil, O SEAS cobre todo o RS, a porção sul e oeste de SC e o sudoeste do Paraná, totalizando 332.741 km<sup>2</sup>. No Paraguai, corresponde a 65.485 km<sup>2</sup> e aborda os departamentos do Alto Paraná, Caazapá, Paraguari, Central, Neembucú, Misiones e Itapúa. A Argentina é o país com maior território dentro dos limites do SEAS (1.252.297 km<sup>2</sup>), sendo esta área dividida entre as províncias de Misiones, Formosa, Chaco, Corrientes, Santa Fé, Entre Rios, Buenos Aires, Santiago del Estero, Córdoba, San Luis e La Pampa.

Como o objetivo é analisar o impacto dos MVC no SEAS, este constituiu a área de estudo principal deste trabalho. Entretanto, outros setores do HS, especialmente os de formação e atuação dos MVC e da BMA, tornaram-se tão importantes quanto a própria área de estudo principal. Portanto, a Figura 20 apresenta o SEAS e a

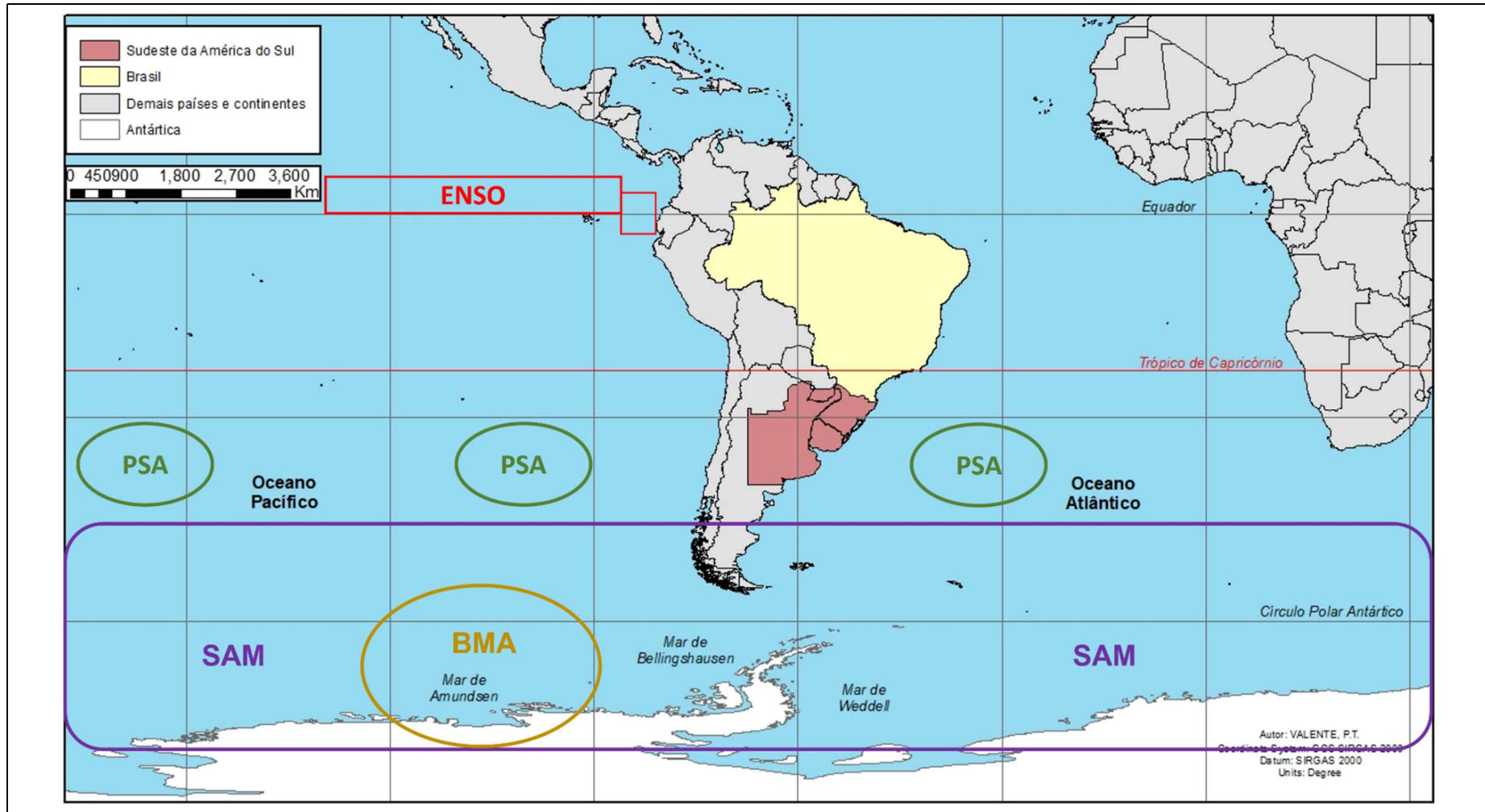
**Figura 20** – Localização e demarcação do Sudeste da América do Sul



Fonte: elaborado pelo autor.



**Figura 21** – Localização do Sudeste da América do Sul e das regiões de atividade dos MVC, sendo eles ENSO (vermelho), PSA (verde), SAM (roxo), e da região de monitoramento da Baixa do Mar de Amundsen (amarelo).

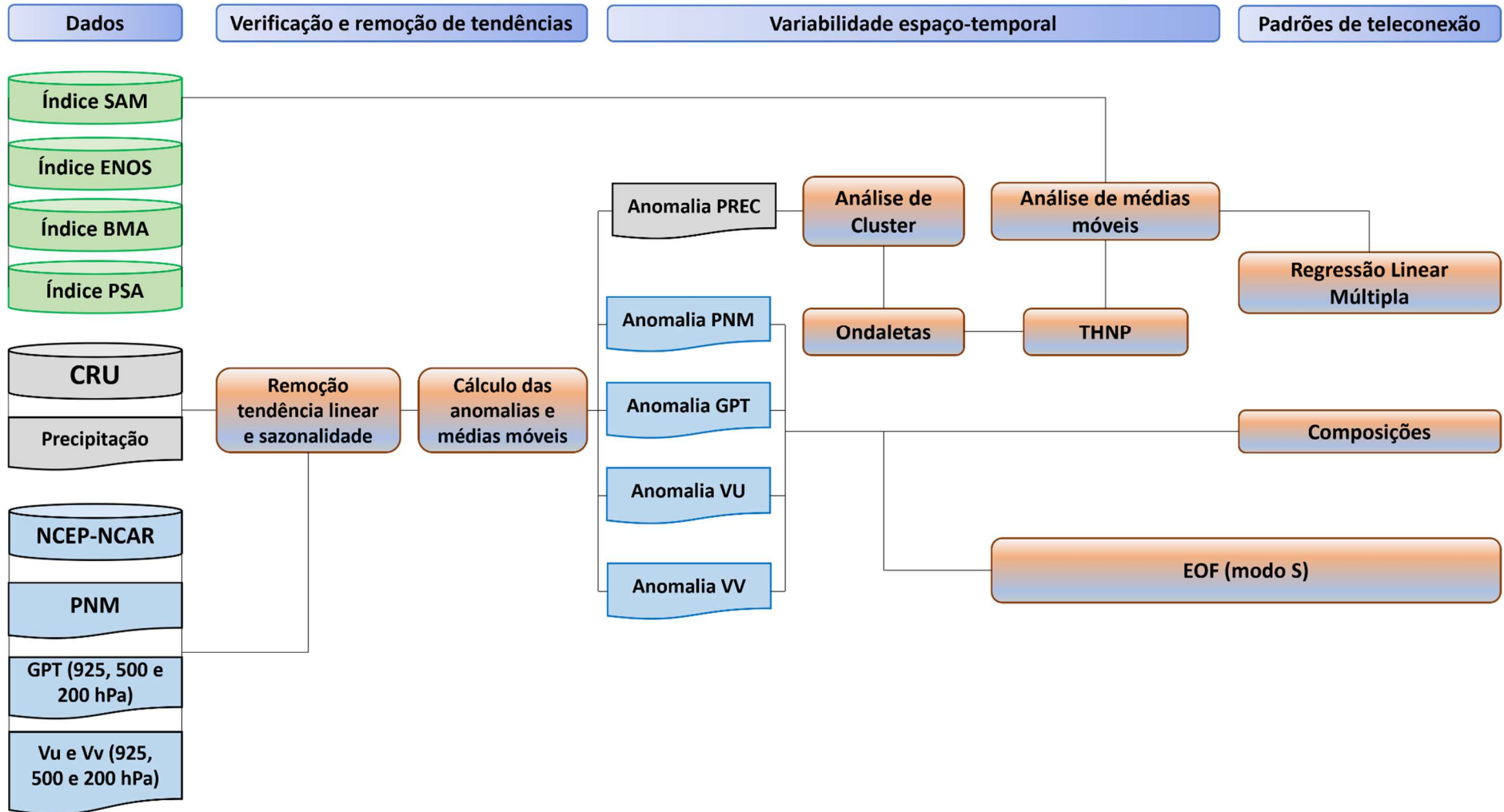


Fonte: elaborado pelo autor.

## 4.2 APLICAÇÃO DOS DADOS E DA METODOLOGIA

Na sequência, são apresentadas as bases de dados utilizadas, bem como os índices dos MVC escolhidos para a condução das análises. Além dos dados, as técnicas e operações para cumprir a proposta apresentada também estão presentes nesta sessão. Para a compreensão da tese de forma mais dinâmica, foi elaborado um fluxograma da sua parte técnico-metodológica. A Figura 22 ilustra a aplicação dos dados e das técnicas, visando facilitar a compreensão de todas as bases e procedimentos adotados neste trabalho. Os bancos de dados encontram-se à na margem esquerda da imagem, assim como as funções e aplicações gerais de cada técnica podem ser visualizadas do centro para a direita da figura.

**Figura 22** – Fluxograma representando os dados e métodos propostos neste estudo



Fonte: elaborado pelo autor

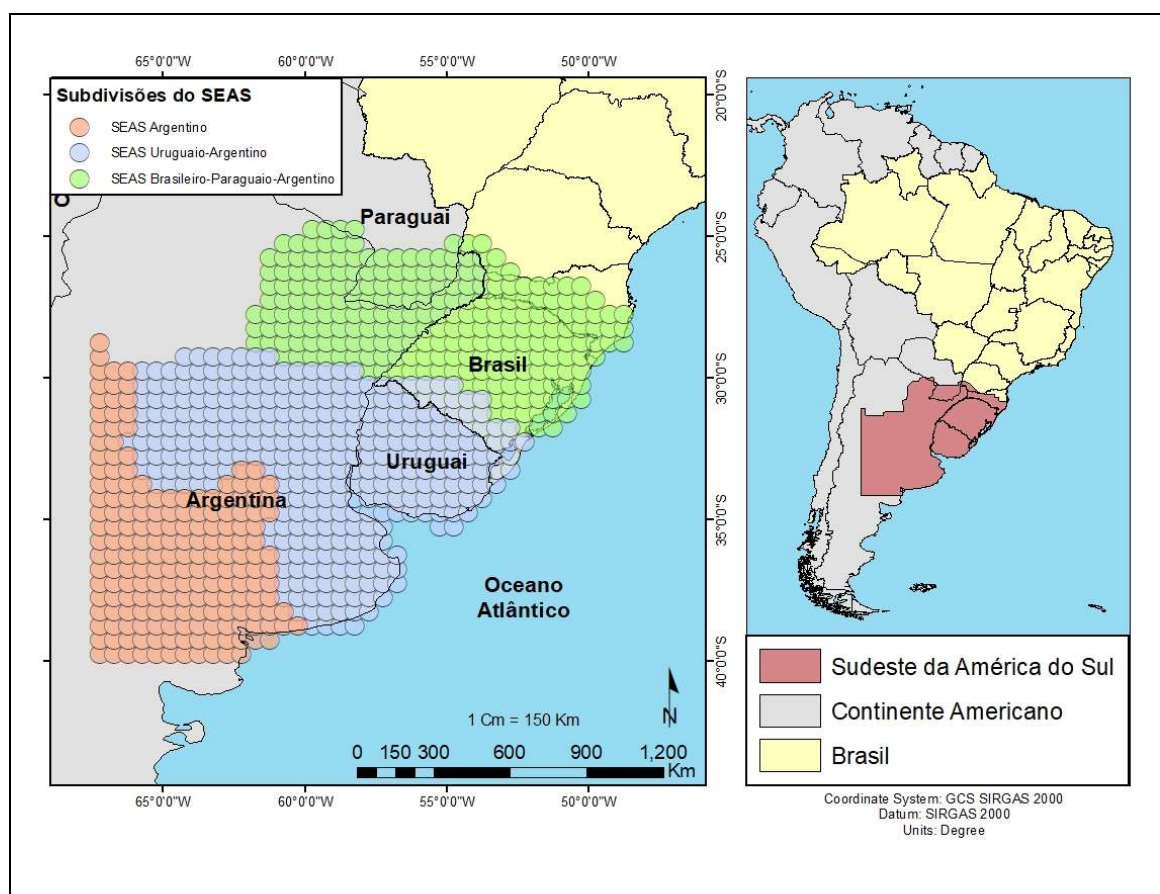
#### 4.2.1 DADOS

O estudo utilizou diferentes bases de dados para a execução de suas análises. Para a precipitação, a área utilizada foi o SEAS e, para as demais variáveis, o HS.

#### 4.2.2 PRECIPITAÇÃO NO SEAS

As anomalias de precipitação provêm das médias mensais de precipitação acumulada disponibilizadas pelo *Climate Research Unit (CRU)*, versão 4.05 com resolução de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  conforme Harris *et al.* (2020). A base de dados possui o período 1901-2021. Para este estudo, utilizou-se o recorte 1951-2020. Ao todo, a área de estudo possui 607 pontos de grade (Figura 23), que estão divididos nas zonas SEAS Argentino (190 pontos), SEAS Uruguaio-Argentino (177 pontos) e SEAS Brasileiro-Paraguaio-Argentino (240 pontos). Os critérios de delimitação desta área estão descritos no item 4.3.3.

**Figura 23** - Zoneamento dos pontos de grade de precipitação para o SEAS.



Fonte: elaborada pelo autor.

### 4.2.3 DEMAIS VARIÁVEIS ANALISADAS NO SEAS E NO HS

Os dados para análise dos MVC e BMA provêm do *National Centers for Environmental Prediction* e *National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), centros de pesquisa que geram bases de dados com disponibilidade contínua de 1948 até o presente momento. O NCEP/NCAR analisa e distribui reanálises para todo o globo em diferentes resoluções espaciais e escalas temporais, sendo estas geradas e validadas em Kalnay *et al.* (1996) e Kistler *et al.* (2001). Para este trabalho, foram utilizadas as reanálises das variáveis PNM a nível de superfície e GPT, Vento Zonal (u) e meridional (v) aos níveis de 925, 500 e 200 hPa a fim de se analisar a baixa, média e alta troposfera. Mesmo possuindo reanálises desde 1948, optou-se por usar dados mensais a partir de 1951 visando a exatidão de sete décadas.

Tabela 2 resume os detalhes das reanálises utilizadas. A grade de resolução de todas as variáveis é de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Mesmo possuindo reanálises desde 1948, optou-se por usar dados mensais a partir de 1951 visando a exatidão de sete décadas.

**Tabela 2 – Reanálises utilizadas**

Variável	Nível	Período	Resolução	Área	Fonte
Precipitação	Superfície	1951 – 2020	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	SEAS	GPCC (V2018)
PNM	Superfície	1951 – 2020	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Hemisfério Sul	NCEP/NCAR
GPT	925, 500 e 250 hPa	1951 – 2020	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Hemisfério Sul	NCEP/NCAR
Vu	925, 500 e 250 hPa	1951 – 2020	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Hemisfério Sul	NCEP/NCAR
Vv	925, 500 e 250 hPa	1951 – 2020	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Hemisfério Sul	NCEP/NCAR

Fonte: elaborada pelo autor.

### 4.2.4 ÍNDICE NIÑO OCEÂNICO

A variabilidade do ENSO é proveniente do ONI (CPC/ERSST/NOAA, 2020) para todas as regiões do ENSO. Os índices são baseados nos valores de TSM e pressão no Oceano Pacífico Oriental e Central para os setores apresentados na Figura 3. A versão utilizada é a V5 (HUANG *et al.*, 2017) e

considera casos de EN (LN) a média mensal de pelo menos sete meses, ou cinco trimestres consecutivos (OND, NDJ, DJF, JFM, FMA, por exemplo), com anomalias trimestrais maiores (menores) ou iguais a 0,5°C (-0,5°C). A classificação da intensidade dos eventos ENOS é dada pela persistência de três trimestres consecutivos, ou cinco meses, acima destes limiares.

#### 4.2.5 ÍNDICE MARSHALL

Marshall (2003) criou um índice baseado na diferença de pressão zonal na região entre 40°S e 65°S (Equação 1). Estas regiões costumam apresentar sinais opostos conforme a mudança de fases do SAM, onde  $P_{40^{\circ}S}^*$  e  $P_{65^{\circ}S}^*$  correspondem a pressão de nível do mar zonal mensalmente normalizada em 40°S e 60°S, respectivamente. O índice apresenta dados a partir de janeiro de 1957, sendo utilizado por completo neste estudo. Sua escolha se deu com base em Jones *et al.* (2009) e Fogt *et al.* (2009) pela indicação de representatividade das anomalias de PNM.

#### 4.2.6 ÍNDICE PSA

Yuan e Li (2008) construíram um índice para determinar a posição dos centros de baixa pressão do PSA, calculando este índice por meio de anomalias mensais de GPT em 500 hPa nos três centros anômalos, conforme a Equação 2:

##### Equação 2 – Definição do índice PSA

$$PSA = \frac{(H1 - H2 + H3)}{3}$$

Onde H1 são as anomalias de GPT em 500 hPa no leste da Nova Zelândia (45°O e 50°S), H2 no mar de Amundsen (170°O e 45°S) e H3 no Sudoeste do oceano Atlântico (120°O e 67,5°S).

## 4.2.7 ÍNDICE BMA

A variação vertical, latitudinal e longitudinal da BMA foi indexada em Hosking *et al.* (2013) e Hosking *et al.* (2016). Os resultados de ambos os trabalhos permitiram a criação de três índices que demonstram as flutuações da BMA em todos os seus sentidos ao longo do tempo, demonstrando a posição e a intensidade da BMA. Assim, estes índices tornam-se relevantes para a compreensão da variabilidade do Oeste da Antártica e para a interpretação de como a oscilação da BMA pode convergir ou divergir com a variabilidade regional das anomalias de precipitação em demais regiões do Hemisfério Sul, como o SEAS.

Assim, o índice da BMA é dividido nas três categorias destacadas abaixo:

**Índice latitudinal/longitudinal:** analisa a variabilidade da BMA entre 170° a 298° L e de 60° a 80° S.

**Índice de pressão central atual:** define o centro de pressão relativo da BMA, sendo esta uma medida alternativa, onde a influência do SAM na BMA é removida para não enviesar estudos, como este, que analisam ambas as variabilidades.

**Índice de pressão central relativa:** compreende as anomalias de pressão regional de toda a região da BMA. É calculado subtraindo a pressão central atual da área de cobertura da BMA.

O período de cobertura deste índice inicia a partir de janeiro de 1979 e é atualizado mensalmente até o presente momento. É construído por reanálises do ERA5, disponibilizado por meio de séries temporais e criados com base no método de detecção da BMA construído por Hosking *et al.* (2016). Como este índice não cobre todo o período estudado neste trabalho, as variações na BMA serão analisadas somente a partir do mês de janeiro de 1979.

## 4.3 TÉCNICAS E OPERAÇÃO

### 4.3.1 VALIDAÇÃO DOS DADOS

As bases de dados utilizadas foram validadas em diferentes pesquisas mencionadas anteriormente. O banco de dados de precipitação foi validado em Harris *et al.* (2020), as reanálises de Vento (zonal e meridional), altura

geopotencial e pressão a nível do mar foram validadas em Kalnay *et al.* (1996). Quanto aos MVC, os dados do índice Niño 3.4 foram validados em HUANG *et al.* (2017), a série do SAM em Marshall (2003), a série que representa o índice PSA foi calculada com base na Equação 2, proposta por Yuan e Li (2008) e os índices da BMA foram validados em Hosking *et al.* (2013) e Hosking *et al.* (2016). A partir da validação e da aquisição dos dados, estas bases foram utilizadas nas análises a seguir descritas.

#### **4.3.2 CÁLCULO DAS ANOMALIAS, MÉDIAS MÓVEIS E REMOÇÃO DA TENDÊNCIA E DA SAZONALIDADE**

Inicialmente, a climatologia, as respectivas médias e desvios padrões mensais foram calculados. Posteriormente, foram apuradas as anomalias de todas as variáveis a fim de se obter quebras estruturais, ciclicidade e padrões de teleconexão utilizando as demais técnicas descritas a seguir.

Para facilitar a visualização do comportamento das anomalias de precipitação, médias móveis de três, seis e doze meses foram geradas representando a variabilidade sazonal, semestral e anual do regime de precipitação anômalo do SEAS.

Uma série temporal pode apresentar sazonalidade se for observada mensal ou trimestralmente, por exemplo (WOOLDRIDGE, 2010). Em climatologia, é sabido que a sazonalidade pode enviesar determinados resultados em função do comportamento da variável com o que se deseja observar. Logo, foi realizada a remoção da tendência e da sazonalidade para as variáveis precipitação. Esta etapa foi realizada utilizando o Microsoft Excel.

#### **4.3.3 ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS HIERÁRQUICOS**

Também conhecida como análise de *cluster*, esta técnica de estatística multivariada agrega objetos de um banco de dados em subgrupos conforme padrões não conhecidos inicialmente. Logo, a certificação do número de grupos adequados para a análise se dá a partir das relações de semelhança ou diferença entre as observações individuais de todo o banco de dados. A homogeneidade do banco de dados os reagrupará no espaço ou plano observado (WILKS, 2006; VIANA, 2015). Cada grupo possuirá as suas características e atributos específicos, indicando os limites, dentro da área



estudada, dos diferentes padrões de uma ou mais variáveis. Em outras palavras, cada subgrupo apresentará elevada homogeneidade interna e elevada heterogeneidade externa aos demais subgrupos.

Segundo Hair *et al.* (2009) e Viana (2015), existem três passos para a realização da análise de agrupamentos, sendo estes:

- A.** Medida de similaridade ou padrões de semelhança ou associação entre as observações por meio de coeficientes de similaridade ou distância;
- B.** Processo de agrupamento pela homogeneidade do banco de dados
- C.** Definição do número de grupos a ser considerado (escolha do usuário).

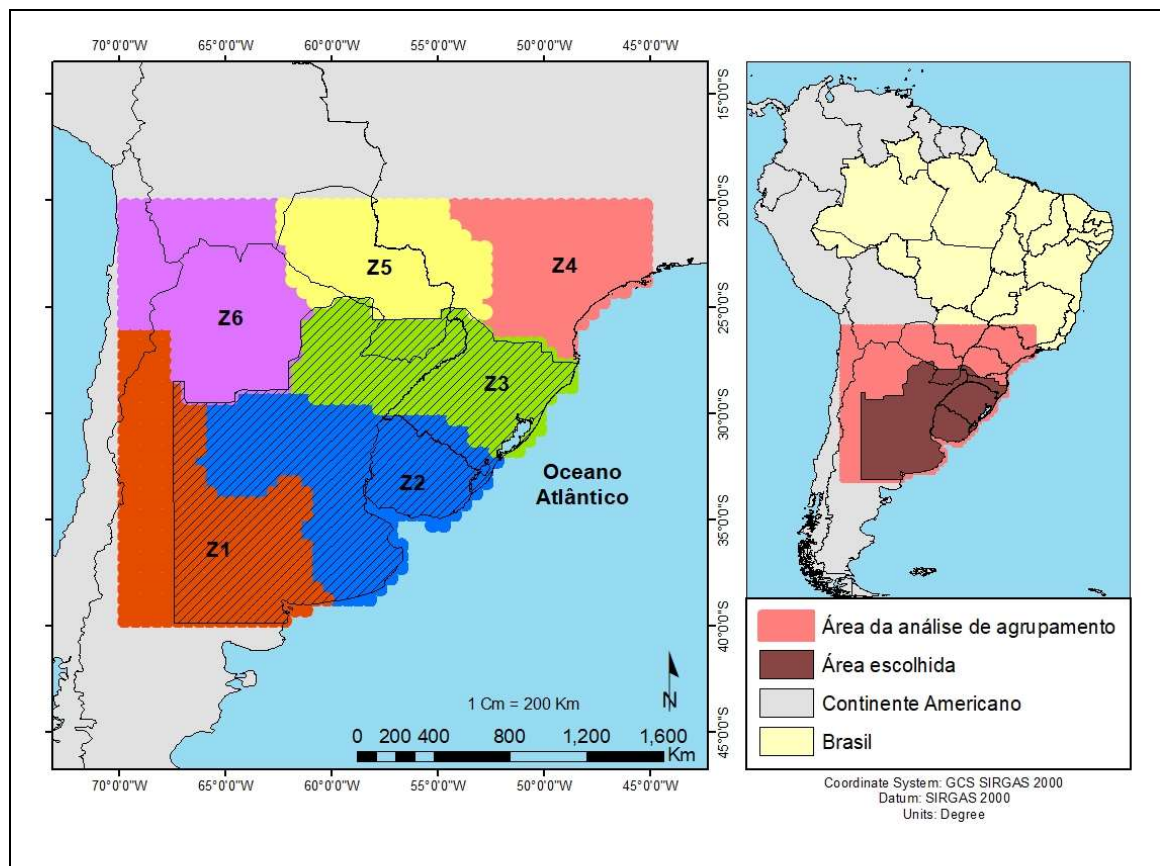
Em **A**, a medida é realizada por meio da correspondência entre os objetos do banco de dados por meio de medidas de distância (magnitude de proximidade) ou correlação (padrões de comportamento das variáveis, desconsiderando a magnitude, como uma análise fatorial), menciona Hair *et al.* (2009).

Na fase **B**, a formação dos grupos (*clusters*) foi dada com base nas matrizes de distância euclidiana ou correlações de Pearson ocorridas em **A**. Há uma gama de métodos de agrupamento, como as ligações individuais, médias, completas, método centroide e o método de Ward. Para esta tese, optou-se pelo de método de Ward por ser o mais comum em climatologia.

Após **B**, **C** demonstra a decisão do número final de agrupamentos escolhidos para a análise. A escolha ocorre com base na estrutura e heterogeneidade entre os agrupamentos, medida por meio da similaridade geral (distância média entre as observações), que tende a aumentar conforme o número de grupos também cresce.

É importante que o pesquisador defina com clareza a variável estatística antes da análise, pois o foco da análise de agrupamentos consiste na comparação dos objetos baseado na variável estatística e não na sua estimação. Um dos objetivos da análise de agrupamentos hierárquicos é a redução do banco de dados a fim de proporcionar a estrutura mais simples possível que ainda represente agrupamentos homogêneos (HAIR *et al.* 2009). Na Figura 24, são apresentadas as seis regiões delimitadas por esta análise.

**Figura 24** - Região utilizada para a análise de agrupamentos hierárquicos e delimitação da área de escolha do SEAS.



Fonte: elaborada pelo autor.

Sabe-se que, por vezes, a análise de agrupamentos hierárquicos é criticada por ser não teórica ou inferencial ou simplesmente pelo fato de sempre gerar subgrupos independentemente da existência de relação entre os dados. Portanto, como o banco de dados de anomalias de precipitação do SEAS compreende 607 pontos de grade, optou-se por usar esta técnica para facilitar a análise dos diferentes padrões comportamentais do SEAS. Os três subgrupos observados (disponíveis na Figura 23) foram gerados conforme a homogeneidade das anomalias de precipitação de um banco de dados maior (conforme a Figura 24), que, por sua vez, apresentou estes padrões de comportamento conforme suas semelhanças geomorfológicas, atmosféricas e biogeográficas. Há diversos zoneamentos chamados de SEAS, o que dificultou a escolha. Portanto, baseado em Arias *et.al.* (2021) e na clusterização da Figura 24, optou-se por delimitar nos subgrupos Z1 (onde uma parte foi removida devido à proximidade dos Andes e do deserto do Atacama), Z2 e Z3

da Figura 24. A análise de agrupamentos hierárquicos foi realizada no Goldensoftware Surfer no que tange à espacialização. A escolha do número de classes foi feita no Microsoft Excel.

#### 4.3.4 QUEBRAS DE CONTINUIDADE NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO

Para a detecção de pontos de ruptura, também conhecidos como quebras de continuidade, de uma série temporal, foi utilizado o Teste de Homogeneidade Normal Padrão (THNP) de Alexandersson (1986). O THNP foi criado visando sua aplicação em dados de precipitação. Para isso, o THNP usa razões ou diferenças entre uma referência e uma série temporal. Assim, ele avalia a homogeneidade de séries temporais e encontra possíveis pontos de descontinuidade em casos dos valores de  $Z$  da Equação 3 a seguir:

**Equação 3** - Definição do THNP de Alexandersson (1986)

$$T_v = v\bar{z}_1^2 + (n - v)\bar{z}_2^2 \quad (3)$$

Onde  $n$  representa o a unidade de tempo (em meses, neste estudo) e  $v$  é o valor de um intervalo entre 1 e  $n$ . Por sua vez,  $\bar{z}_1^2$  e  $\bar{z}_2^2$  são obtidos por  $\bar{z}_1 = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^v z_i$  e  $\bar{z}_2 = \frac{1}{n-v} \sum_{i=v+1}^n z_i$ . O THNP compara a média de  $v$  com os registros anteriores de  $n - v$ . Se os possíveis pontos de descontinuidade estão presentes em dados meses  $v$ , a estatística  $T_v$  atinge seus pontos de máxima, que, comparados a valores tabelados conforme um nível de significância, rejeitam ou não a hipótese nula [ $H_0: z_i \in N(0, 1)$ ]. Para este teste, optou-se por utilizar a significância de 5% (95% de confiança).

O critério de escolha foi determinado pelo fato de ele ser capaz de detectar mais de um ponto de descontinuidade na série, conforme Viana (2015), o desempenho do THNP cai quando os pontos de ruptura estão muito próximos no tempo, ou quando são maiores do que quatro ao longo de uma série temporal. Viana (2015) e Moberg e Alexandersson (1997) recomendam aceitar uma quebra estrutural apenas se esta ocorrer em um intervalo superior a cinco unidades de tempo (cinco meses, no caso deste estudo). Alexandersson (1995) recomenda que a série seja repartida em intervalos

menores caso nenhum ponto de ruptura seja encontrado ou seja desconsiderado.

Como validação, Viana (2015) ainda recomenda que uma regressão linear simples seja feita para avaliar a real eficácia do THNP. Nesta regressão, a série temporal é considerada a variável dependente enquanto o tempo é classificado como a variável independente. Se o valor de  $R^2$  for inferior ao p-valor estabelecido, o ponto de descontinuidade é considerado válido. A fim de verificação e validação, esta etapa foi realizada em dois ambientes diferentes: R (usando o pacote *trends*) e no Microsoft Excel.

#### 4.3.5 REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA E TESTES PARAMÉTRICOS

Em estatística, uma regressão linear analisa a relação funcional ou de dependência entre duas ou mais variáveis, sendo uma delas a variável dependente (explicada) e as demais as variáveis independentes (explicativas ou preditoras). Este relacionamento provém de uma equação de reta que demonstra a variação dos preditores em relação à variável que se deseja explicar (COSTA NETO, 2002). Contudo, uma parcela desta variação permanece em geral sem ser explicada, sendo esta parcela atribuída ao acaso. Em outras palavras, uma regressão é uma equação que justifica, em média, a variação (chamada de variação residual) de uma variável em relação a outras variáveis.

Regressões lineares podem ser do tipo simples (uma variável dependente explicada por uma variável independente) ou múltipla (uma variável dependente explicada por um grupo de variáveis independentes). Em todos os casos, as variáveis independentes precisam ter algum tipo de relação com a variável dependente (COSTA NETO, 2002; WOOLDRIDGE, 2010). A Equação 4 ilustra um modelo de regressão linear múltipla.

##### **Equação 4** - Exemplo de uma regressão linear múltipla

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \beta_3 x_3 + \dots + \beta_k x_k + u$$

Onde  $\beta_0$  é o intercepto, sendo este o valor previsto quando todas as demais variáveis são iguais a zero.  $\beta_1$  o parâmetro associado à variável  $x_1$ ,  $\beta_2$  o parâmetro associado a  $x_2$  e assim por diante. Como há  $k$  variáveis

independentes e um intercepto, a Equação 4 contém  $k + 1$  parâmetros. Além disso, a variável  $u$  é referente aos resíduos, erro ou perturbação. Nela, estão contidos todos os outros fatores além de  $x_1, x_2, \dots, x_k$  que afetam  $y$ . Wooldridge (2010) aponta que não importa o número de variáveis inseridas no modelo, sempre haverá fatores não incluídos e todos estes estão contidos em  $u$ .

Ao final de uma regressão, teremos um modelo com valores para cada  $\beta$  que representam a relação de dependência entre a variável resposta e a variável de controle. Usando a Equação 4 como exemplo, podemos dizer que a relação entre  $\beta_1 x_1$  pode ser direta ou inversamente proporcional e deve ser compreendida como: mantendo todos os demais parâmetros  $\beta$  fixos, a cada uma unidade para mais (ou para menos) no valor de  $\beta_1 x_1$  representa um acréscimo (ou um decréscimo) de uma unidade no valor de  $y$ .

No que tange à interpretação da regressão, alguns coeficientes e testes são realizados a fim de monitorar o grau de ajuste do modelo produzido. O coeficiente de determinação, conhecido por  $R^2$ , pode ser interpretado como a proporção da variação amostral em que  $y_i$  é explicado (WOODRIDGE, 2010). Por determinação, o valor de  $R^2$  é constituído por um número entre zero e um.

Neste estudo, sabe-se que a precipitação anômala é consequência de uma gama de fatores que variam desde a escala local (geomorfologia, vegetação, hidrografia, fatores antrópicos) até a escala global, como os MVC. Para este estudo, optou-se por usar apenas os índices dos MVC e da BMA como variáveis independentes e as anomalias de precipitação das três regiões do SEAS como variáveis dependentes, visando, assim, a construção de três modelos lineares: um para cada setor da área de estudo. A razão para esta escolha foi verificar o quanto as teleconexões dos MVC influenciam diretamente na precipitação anômala do SEAS. Portanto, variáveis regionais foram desconsideradas para esta etapa.

Como os índices da BMA cobrem apenas o período 1979-2020, o mesmo intervalo foi utilizado nesta etapa a fim de se verificar o quanto a variação de deslocamento e profundidade da BMA influencia a precipitação anômala do SEAS. Este período foi adotado para todos os MVC e anomalias

de precipitação, diminuindo as séries temporais de 840 para 504 casos mensais.

Para um resultado efetivo de uma regressão, é recomendável que ela seja avaliada por testes paramétricos que visem diminuir o viés das variáveis preditoras. Como este trabalho lida com fatores atmosféricos, é comum encontrarmos vieses relacionados à sazonalidade e estacionariedade. Portanto, o primeiro passo antes da determinação dos modelos lineares foi uma verificação da estacionariedade da série. Este procedimento foi realizado por meio do teste de Dickey-Fuller Aumentado (teste ADF), onde é estabelecido que a hipótese nula ( $H_0$ ) compreende estacionariedade e a hipótese alternativa ( $H_1$ ) não compreende estacionariedade (Dickey, Fuller, 1979). No caso de não rejeição da hipótese nula, Mushtaq (2011) recomenda refazer o teste o com a média centrada em zero, de modo que todos os casos mensais sejam standardizados e seus valores visualizados como desvios padrões (semelhante ao processo utilizado para a construção das anomalias das reanálises).

Por todas as variáveis serem de cunho climático e apresentarem o viés de sazonalidade, em especial os índices MVC, as três regiões do SEAS e todos os índices dos MVC e da BMA foram submetidos ao teste ADF. Como as regressões lineares múltiplas visaram encontrar uma relação concomitante e defasada entre as a variabilidade dos MVC e BMA com a variabilidade do SEAS, foram usados seis níveis de defasagem nos índices MVC e BMA. A escolha deste nível de defasagem foi feita em função da escala mensal das séries temporais e em razão do número de graus de liberdade necessários para se realizar a construção dos modelos lineares visando não diminuir demais o tamanho da amostra. Portanto, cada defasagem de cada índice foi computada como uma variável preditora para as anomalias de precipitação do SEAS.

Após a conferência de estacionariedade, foi utilizado o método de seleção *backward*, que é baseado no critério de informação de Akaike (1974), sendo este uma técnica utilizada para mensurar a qualidade de um modelo linear estatístico visando a máxima simplicidade possível. Portanto, por meio do método de seleção de Akaike (1974), foram determinados os modelos

lineares com a menor quantidade de preditores possível sem abrir mão do potencial explicativo dos regressores (contemporâneos e com as suas respectivas defasagens) selecionados. Todo este procedimento foi realizado no R, utilizando os pacotes *readxl*, *aTSA* e *dynlm*.

#### **4.3.6 ANÁLISE DE COMPOSIÇÕES CLIMÁTICAS**

Composições climáticas são, basicamente, a espacialização de dados atmosféricos em uma determinada área do globo. Com elas, é possível visualizar em mapa os valores dos dados, médios ou anômalos, de uma ou mais variáveis na região que se deseja estudar. É possível comparar e analisar as teleconexões com os MVC por meio de composições, que permitem visualizar a oscilação e suas teleconexões no globo.

Em climatologia, a identificação, descrição e entendimento dos processos atmosféricos como comportamentos médios e anômalos de variáveis e possíveis ligações com algum MVC tornam-se fundamentais. Índices uni e bivariados são frequentemente utilizados para identificar e caracterizar tais sinais (STORCH; ZWIERS, 1999; AQUINO, 2012).

Foram calculadas as composições para precipitação, vento u, v e GPT (925, 500 e 200 hPa), TSM e PNM. Os produtos gerados visam expressar o comportamento médio e anômalo das variáveis em escala mensal, sazonal, anual e total (incluindo todo o período analisado). As composições presentes neste trabalho foram feitas por meio do Goldensoftware Surfer.

#### **4.3.7 TRANSFORMADA DE ONDALETAS**

As Transformadas de Ondaletas (TO) permitem o uso de intervalos e a determinação de altas e baixas frequências em um mesmo dado, indicando quando a posição ou período da energia de um sinal é transferida para outra fase. As TO são uma ferramenta útil para analisar o tempo e o espaço simultaneamente, atuando como uma função que decompõe outra função (TORRENCE; COMPO, 1998). Em climatologia, a maior parte dos processos são não estacionários, demandando a decomposição temporal. Após Torrence e Compo (1998), a TO passou a ser utilizada na análise de séries temporais, descrevendo ciclos de alta e baixa frequência.

Para este trabalho foi adotada a ondaleta da função complexa de Morlet (MORLET *et al.*, 1982), sendo esta uma onda com o formato da distribuição gaussiana. Os dados de todas as variáveis foram postos em formato de séries temporais, visto que a TO analisa apenas séries contínuas. A finalidade consistiu em descobrir os ciclos das anomalias de precipitação, suas intensidades e as mudanças que ocorreram ao longo do período estudado. Gerou-se ondaletas de magnitude e seus coeficientes de potência ou escalogramas. A análise de magnitude mostra a intensidade e a variação das fases do sinal, que junto com a análise de sua potência, apresenta seus ciclos e período de maior intensidade. As ondaletas foram geradas utilizando o software IDL.

#### **4.3.8 FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS**

Técnica da estatística multivariada, as Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Function* – EOF) analisam uma variável de campo singular, ou seja, um campo com apenas uma variável. O propósito das EOF é encontrar os padrões de variabilidade espacial e/ou temporal, fornecendo a classificação da “importância” de cada padrão encontrado (BJÖRSSON; VENEGAS, 1997). A análise por EOF também visa explicar o comportamento dos dados com o menor número de componentes.

A evolução temporal de uma EOF demonstra a oscilação da variável no tempo e ou espaço. O componente principal desta EOF é o responsável por esta evolução. Neste estudo, este componente nada mais é que a projeção dos campos de anomalias originais inseridos e classificados nas EOF. Logo, os componentes não se correlacionam nem espacial nem temporalmente, pois a sua ordem e quantidade já representam sua classificação. É comum que os primeiros autovalores prevaleçam sobre os demais, indicando que quase a totalidade da matriz de dados pode ser explicada por um pequeno número de vetores, onde, por convenção, é adotado o número de componentes que computem o total de 70% da variância acumulada (BJÖRSSON; VENEGAS, 1997).

A disposição dos dados da matriz, em climatologia, é composta por três parâmetros: variável, tempo e espaço, conforme Richman (1986). Nestas



aplicações, são mais utilizados os modos  $S$  (espacial), onde as variáveis são visualizadas por pontos de grade, bem como o modo  $T$  (temporal), onde as variáveis são visualizadas por meio de séries temporais. Este estudo usou apenas o modo  $S$  para avaliar o comportamento espacial das variáveis. Para isto, foi adotado o critério de rotação varimax de Kaiser (1958) para garantir a ortogonalidade dos dados. A aplicação do modo  $S$  é recomendada se a meta é encontrar agrupamentos espaciais e teleconexões (como as relações do SEAS com a PSA ou qualquer outro MVC, por exemplo). O modo  $S$  divide os dados em subgrupos espaciais de covariância similar, mostrando o comportamento espacial da variável (extensão e deslocamentos). O modo  $T$  não foi usado em função das análises produzidas pelas TO, que já utilizaram as séries temporais para gerar seus resultados considerando não só a mudança de ciclos, como também a de intensidade dos mesmos referente às variáveis analisadas.

As bases de dados utilizadas na técnica da EOF foram as séries anômalas das variáveis mencionadas no item 4.2.3 (PNM, GPT, Vu, Vv) em escala mensal. Inicialmente, as anomalias foram transpostas em uma matriz  $t \times p$ , criando pontos de grade similares aos da Figura 23 para todo o HS, onde cada ponto teve a sua própria série temporal de anomalias, gerando, assim, pontuações (*scores*) e carregamentos (*loadings*). Por fim, os carregamentos foram plotados em todo o HS enquanto as séries temporais de anomalia de precipitação nos três setores do SEAS foram plotadas junto às pontuações a fim de comparar o comportamento dos padrões encontrados com as anomalias de precipitação.

Portanto, as EOF foram utilizadas para encontrar os padrões de teleconexão do ENSO/SAM/PSA com o SEAS e a BMA. Apesar de Irving e Simmonds (2016) sugerirem que a transformada de Fourier é mais recomendada para encontrar o padrão PSA, trabalhos como Ghil e Mo (1991), Kidson (1999), Mo e Paegle (2001), Yu *et al.* (2015) utilizaram a EOF por ela realizar separada e conjuntamente uma análise espaço-temporal. Além disso, como Maenza *et al.* (2017) demonstraram que técnicas como a TO e a EOF (modo  $S$ ) são úteis para encontrar ciclos de maior e menor frequência enquanto a transformada de Fourier e o modo  $T$ , dependendo da base de dados, podem omitir ciclos relevantes ao classificá-los como ruído. As EOF foram geradas no

software IBM SPSS e Excel e foram plotadas por meio do Goldensoftware Surfer.

## **5. RESULTADOS**

### **5.1 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS**

O comportamento das anomalias de precipitação ocorridas no SEAS foi descrito pela regionalização das análises de cluster ao gerar as três regiões que compõem o SEAS neste trabalho, pelos resultados do THNP de Alexandersson para avaliar quebras estruturais e pelas TO para avaliar os ciclos, intensificação e mudança de frequência das anomalias de precipitação.

#### **5.1.1 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS ARGENTINO**

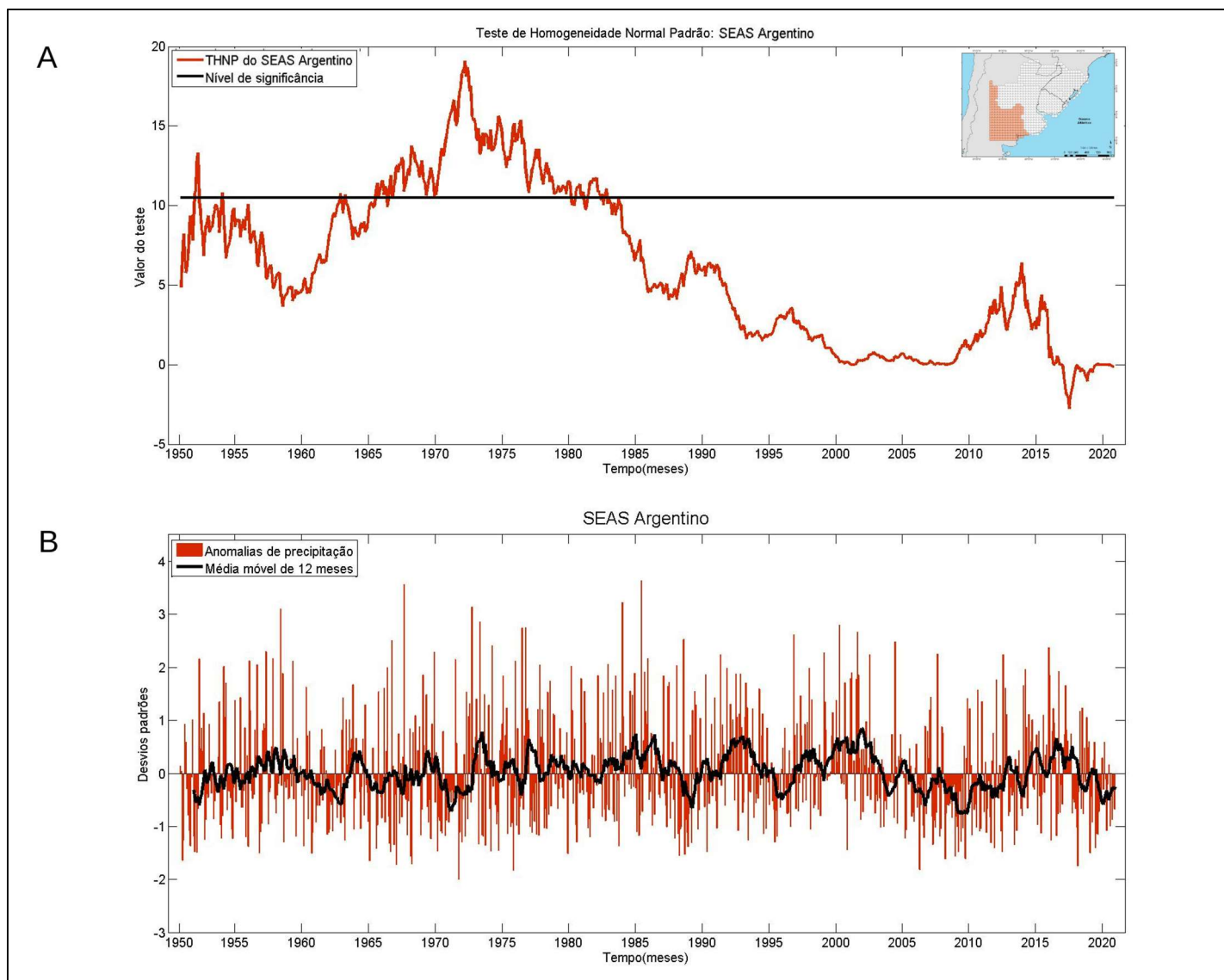
Na região mais ao sul da área de estudo, o THNP de Alexandersson revelou uma mudança no padrão de anomalias de precipitação. A quebra estrutural ocorreu a partir de setembro de 1965, conforme a Figura 25 A, onde se visualiza um período de 221 meses consecutivos acima da linha de significância, iniciado em setembro de 1965, atingindo seu máximo em junho de 1972 e finalizado em janeiro de 1984. Após este período, o padrão de anomalias descrito pelas médias móveis (Figura 25 B) demonstra aumento de frequência e intensidade nas anomalias positivas que não é visto apenas entre 2004-2011, que é caracterizado por anomalias negativas de precipitação.

Nenhuma outra quebra estrutural foi encontrada na série temporal do SEAS Argentino. Entretanto, os resultados aqui descritos encontram base nos registros de Geraldi *et al.* (2010) que encontrou dois comportamentos distintos na precipitação da região do pampa argentino: um mais seco (1920-1970) e uma intensificação de anomalias positivas de precipitação a partir da década de 1970, especialmente em 1977, onde a precipitação, de origem frontal, intensificou-se cerca de 25 mm por ano ao longo de 30 anos. Assim como Geraldi *et al.* (2010), Zalazar *et al.* (2013) demonstrou resultados similares, indicando que a primavera foi a estação mais afetada, possivelmente pela influência do ENSO, apontando para uma possível defasagem de 4 a 6 meses na influência deste MVC com o SEAS Argentino. Maenza *et al.* (2017)

encontrou a mesma mudança para a intensificação de anomalias positivas a partir de 1973 variando de 120 a 300 mm anômalos na região do SEAS Argentino, apontando também pequenas episódios de anomalias negativas nas décadas de 1980 e 1990. No entanto, Maenza *et al.* (2017) ressaltou que esta mudança apresenta não só correlações positivas com as oscilações do ENSO, OMJ e oscilação decenal do oceano Pacífico, como também mostra relações inversamente proporcionais à variabilidade do SAM, indicando que flutuações futuras podem tornar o SEAS Argentino mais vulnerável a eventos extremos positivos de precipitação. Aliaga *et al.* (2016) encontraram resultados similares aos de Geraldi *et al.* (2010) e Maenza *et al.* (2017), apontando para uma tendência de 50 a 200 mm acima das médias mensais a partir de 1977.

Em relação às anomalias negativas ocorridas na década de 2000, os resultados concordam com os de Alessandro (2008), Geraldi *et al.* (2010), que demonstram uma redução sazonal de até 300 mm entre 2003-2008 associada a anomalias de GPT,  $V_u$  e  $V_v$  em 500, 850 e 925 hPa.

**Figura 25** - Teste de homogeneidade normal padrão de Alexandersson (A) e anomalias de precipitação (B) para o SEAS Argentino.

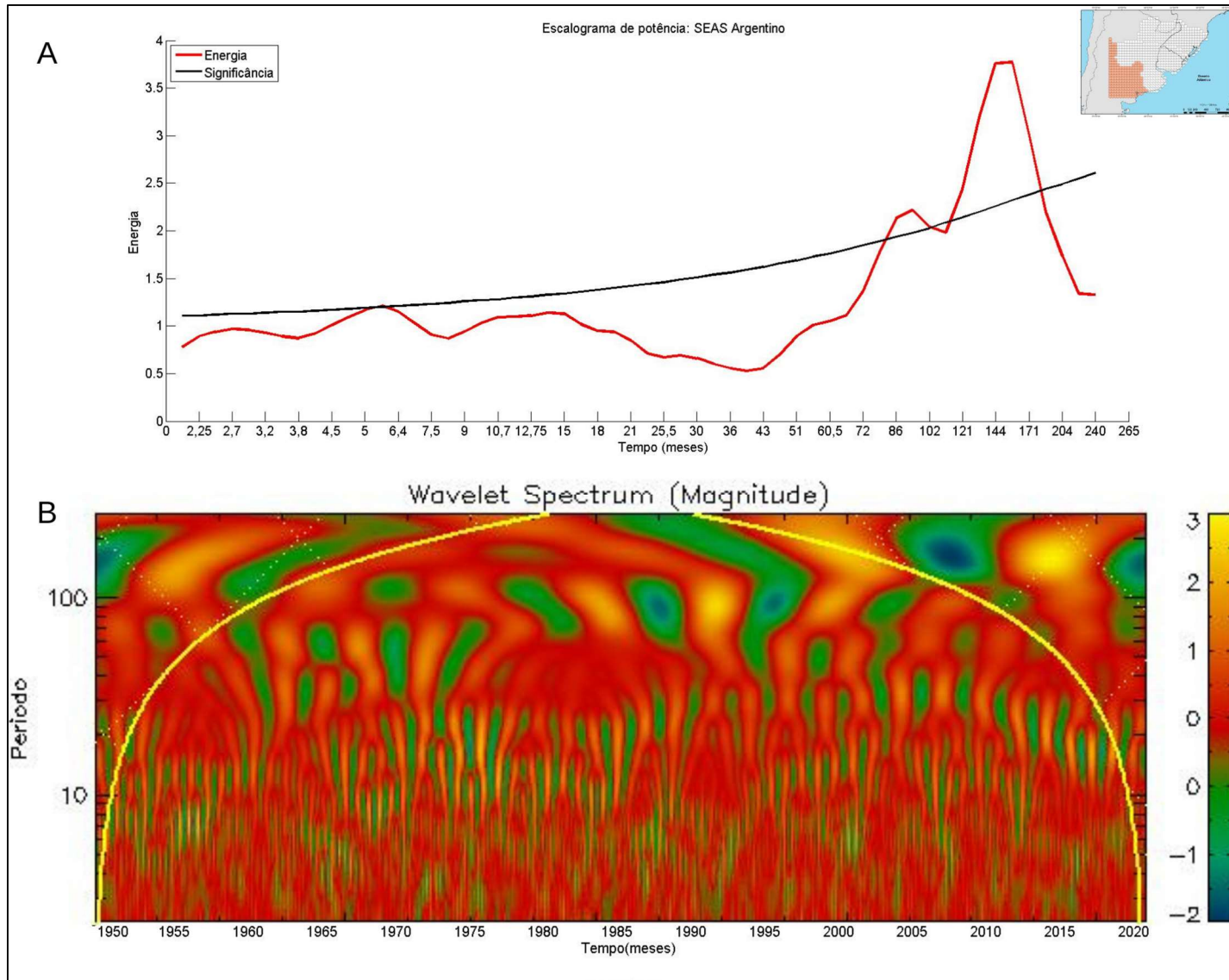


Fonte: elaborado pelo autor.

Com base na mudança do padrão de anomalias no SEAS Argentino a partir da década de 1970, a Figura 26 exhibe os resultados da TO para esta região. Dois ciclos se destacam acima da linha de significância, sendo o primeiro de 93,5 meses (aproximadamente sete anos e meio) e 157,5 meses (aproximadamente 13 anos). Ao analisar o espectro dos dois ciclos, o de maior frequência está mais demarcado, ressaltando o aumento de intensidade das anomalias positivas de precipitação a partir de 1982, quando as anomalias negativas se tornam mais fracas em relação ao período anterior, assim como também aumentam o intervalo entre duas ocorrências, passando a ter um evento mais demarcado por década ao invés de dois ou mais, como costumava acontecer antes da mudança no padrão de anomalias de precipitação. Isto ressalta os resultados encontrados com o THNP de Alexandersson, sugerindo que houve uma quebra estrutural nas anomalias e que chuvas mais extremas passaram a ocorrer no SEAS Argentino com maior frequência.

O ciclo de 13 anos já apresenta um comportamento diferente do anterior, intensificando anomalias positivas e negativas de precipitação a partir da década de 1980. Isto se torna mais visível a partir de 2000, onde se nota uma anomalia negativa de maior intensidade, que diminui seu intervalo, fundindo-se a ciclos menores, como de 5 e 6 anos. Isto sugere que as estiagens no SEAS Argentino continuam ocorrendo, porém mais intensas, diminuindo o intervalo dos ciclos de menor frequência, tornando-os mais recorrentes e intensos nos últimos vinte anos. Logo, pode-se dizer que as anomalias negativas de precipitação estão se intensificando em ciclos de menor frequência enquanto as positivas fazem o mesmo movimento nos de maior frequência.

**Figura 26** - Escalograma de potência (A) e espectro de magnitude das ondaletas (B) para o SEAS Argentino.



Fonte: elaborado pelo autor.

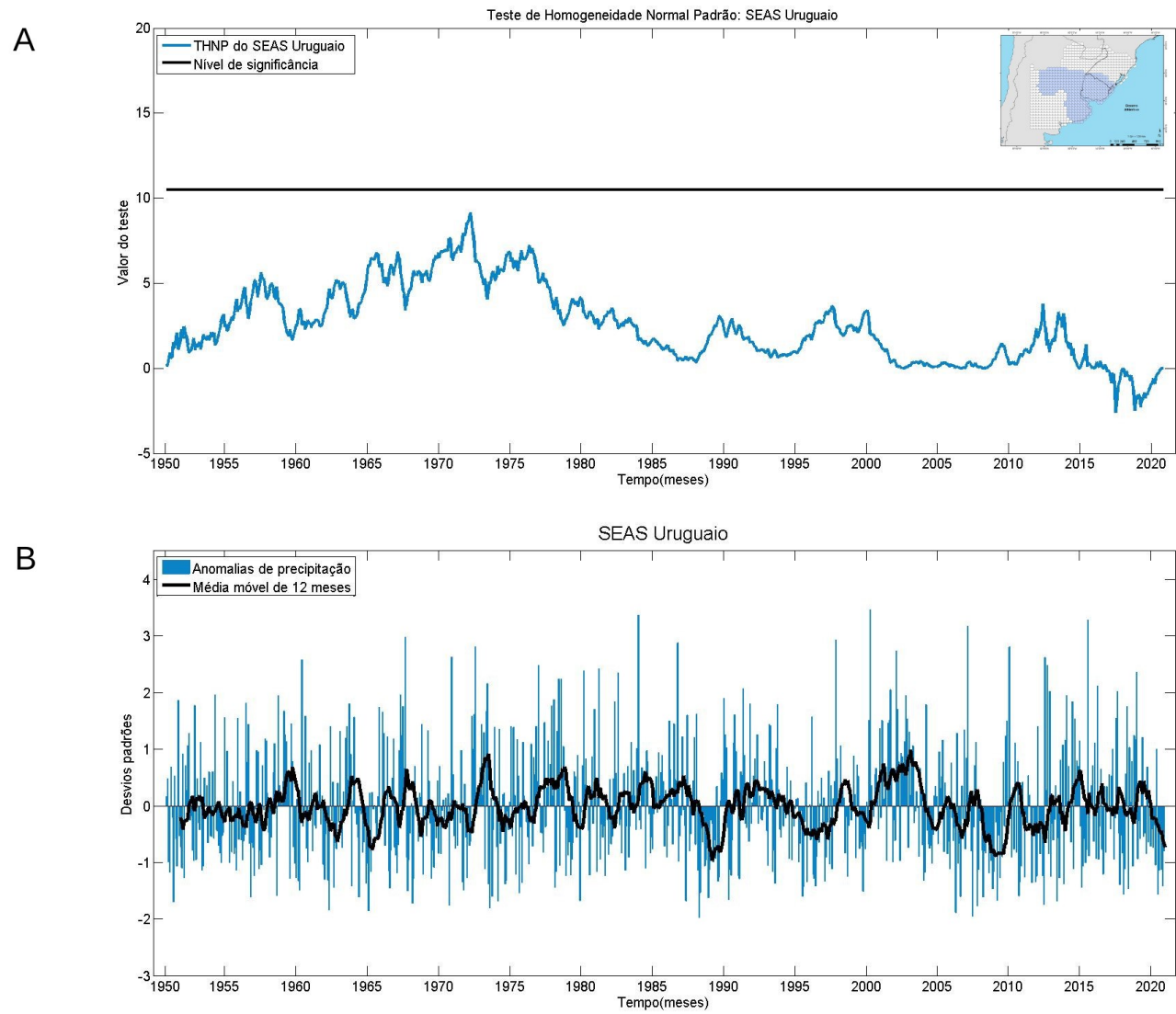
### 5.1.2 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS URUGUAIO

Diferentemente do SEAS Argentino, o Uruguai não apresentou nenhuma quebra estrutural ao longo do período estudado. A Figura 27 A ilustra que o mesmo intervalo de ocorrência da mudança de padrão no SEAS Argentino é o de maior valor na série do SEAS Uruguai. Entretanto, o maior valor assumido pelo THNP (maio de 1972) ainda ficou abaixo da linha de significância. A série temporal de anomalias de precipitação do SEAS Uruguai (Figura 27 B) demonstra que o comportamento anômalo desta região é similar ao do SEAS Argentino, porém com anomalias positivas um pouco mais intensas (20 mm, em média). Portanto, diferente do que Geraldini *et al.* (2010), Maenza *et al.* (2017) e Aliaga *et al.* (2016) encontraram para o setor Argentino, pode-se dizer que não houve quebra estrutural no SEAS Uruguai.

É válido ressaltar que o comportamento da precipitação nesta região tende a ser uma mescla das duas regiões, tanto por sua posição geográfica quanto pelo relevo e cobertura vegetal. Logo, o SEAS Uruguai atuaria como uma intersecção entre as duas extremidades do SEAS, unindo padrões de intensidade e frequência das demais regiões, mas sem uma mudança de padrão que descaracterize a precipitação do SEAS como um todo ao ponto desta regionalização perder o sentido.

As observações encontradas em INUMET (A; B; C; D, 2022) também aparecem na série temporal da Figura 27 B, onde nota-se um aumento gradual das anomalias positivas de precipitação a partir da década de 1990, mesmo que este ainda não seja potente o suficiente para causar uma quebra estrutural. As anomalias positivas de 1983, 1991, 2002 e 2010 apontadas em INUMET (A; B; D, 2022) aqui também são os períodos mais chuvosos. Da mesma forma, as estiagens da década de 2000, mais brandas que as ocorridas na Argentina, também estão demarcadas a partir de 2005.

**Figura 27** - Teste de homogeneidade normal padrão de Alexandersson (A) e anomalias de precipitação (B) para o SEAS Uruguiaio



Fonte: elaborado pelo autor.



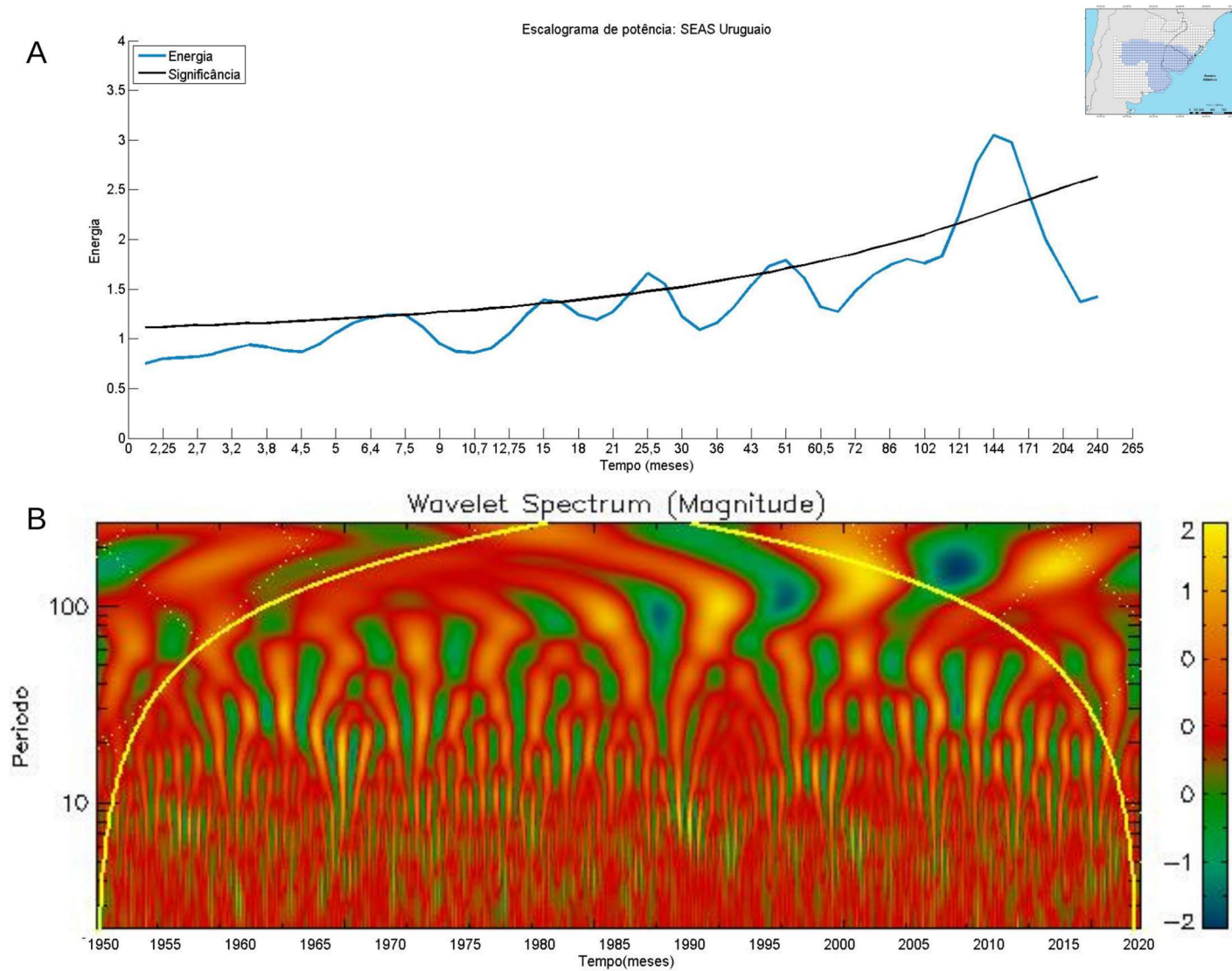
O comportamento da média móvel do SEAS Uruguai (Figura 27 B) demonstra que os períodos mais úmidos e secos estão maiores, e que as consequências das mudanças climáticas nesta região são sentidas de maneira distinta em relação aos demais setores do SEAS. É possível que o SEAS Uruguai esteja ampliando mais a intensidade das anomalias de precipitação do que a periodicidade das mesmas. Isto pode ser observado na Figura 28, onde as TO identificaram três ciclos acima da linha de significância: 25 meses (2 anos), 50 meses (4 anos) e 157,25 meses (13 anos).

As anomalias do ciclo de 2 anos, muito pouco acima da linha de significância, estão presentes em quase todo o período da análise, com pequenas alterações de intensidade entre 1985-87. Este ciclo reveza anomalias positivas e negativas e é coerente com a periodicidade do ENSO, possivelmente tendo este MVC como maior influência.

O ciclo de 4 anos também se destaca na Figura 28 A, com anomalias positivas e negativas mais intensas, especialmente a partir de 1985. Da mesma maneira, o ciclo de 13 anos também se torna mais forte a partir desta data, o que torna o SEAS Uruguai peculiar, pois, mesmo que não haja uma quebra estrutural no seu padrão anômalo, esta região parece sentir as mudanças das demais áreas do SEAS, mantendo a periodicidade das anomalias, mas tornando-as mais intensas. Logo, dado o contexto complexo que das atuais alterações climáticas e a intensificação dos ciclos de 4 e 13 anos, é possível que estas duas periodicidades de anomalias se unam no futuro e formando assim uma nova periodicidade entre 4 e 13 anos com valores mais intensos que os demais.

A variabilidade temporal da precipitação anômala do SEAS Uruguai sugere que esta região dependa do comportamento extremo das demais regiões do SEAS, variando e sendo influenciada pelas alterações de ambas.

**Figura 28** - Escalograma de potência (A) e espectro de magnitude das ondaletas (B) para o SEAS Uruguiaio.

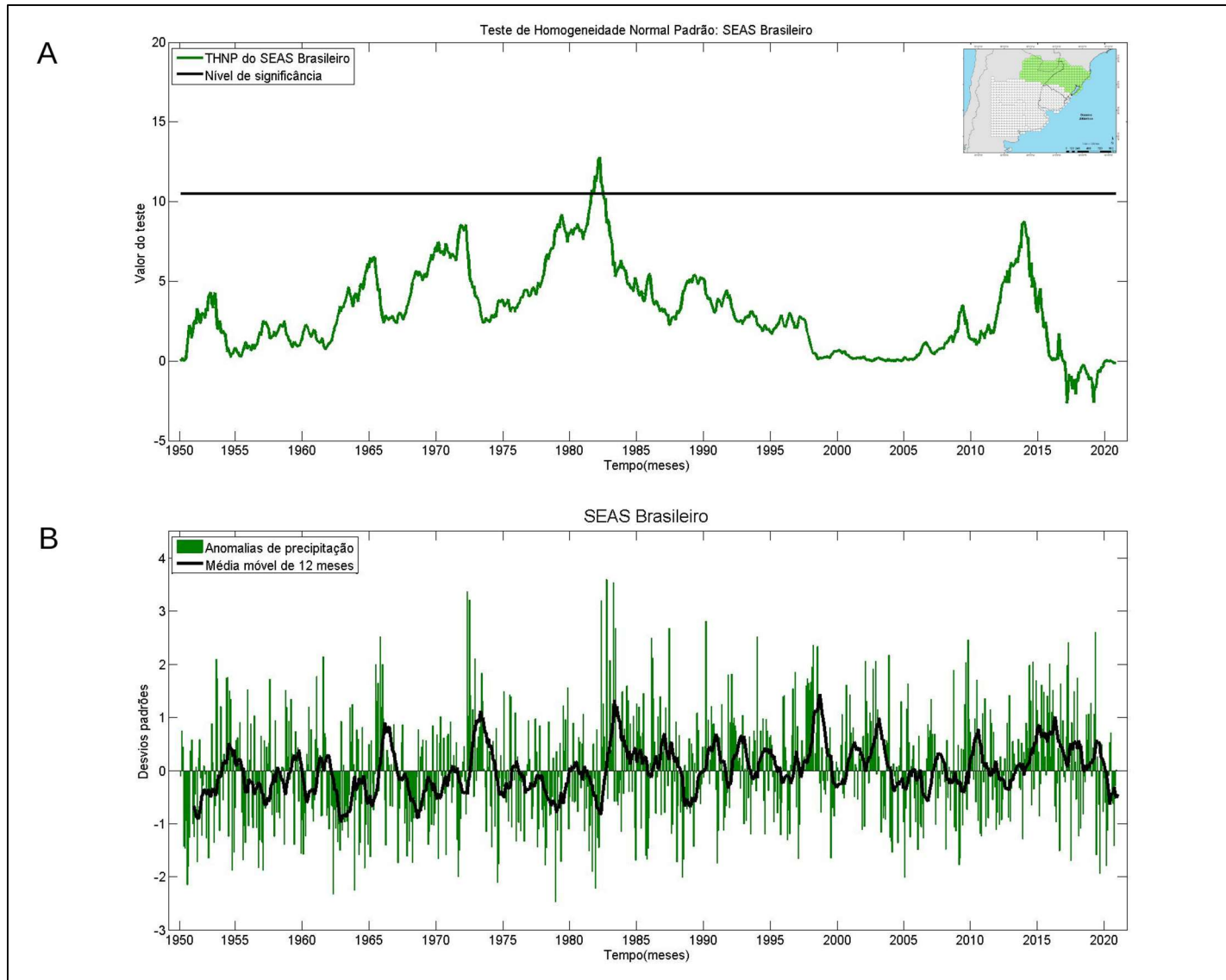


### 5.1.3 VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DO SEAS BRASILEIRO

O SEAS Brasileiro apresentou uma quebra estrutural em abril de 1982, durante um evento ENSO classificado por Kouskey e Bell (2000) como muito forte e, para Hameed, Dachao e Thilakan (2018) e Freund *et al.* (2019), um super ENSO. Na Figura 29 A, pode-se observar a mudança no padrão de anomalias positivas, onde os picos das médias móveis e os valores mensais não só se tornam mais intensos, como também mais frequentes. Este resultado está de acordo com Viana *et al.* (2006), que apontaram um incremento de precipitação na região do RS a partir da década de 1970. Além disso, a média móvel do SEAS Brasileiro apresenta extremos positivos maiores que as demais regiões.

As chuvas com mais de dois desvios padrão acima da média (Figura 29 B) tornaram-se mais frequentes após a quebra estrutural. A própria média móvel da série temporal permanece quase todos os anos do início do século XXI acima de um desvio padrão, diminuindo apenas entre 2003-2005 e nos dois últimos anos da série. A diferença entre os picos das anomalias positivas antes e depois de 1982, além de visível na Figura 29 B, também parece ocorrer na duração dos eventos. A análise das TO indicou cinco ciclos acima da linha de significância no SEAS Brasileiro, tornando esta a região com a maior quantidade de ciclos significantes de todo o setor observado.

**Figura 29** - Teste de homogeneidade normal padrão de Alexandersson (A) e anomalias de precipitação (B) para o SEAS Brasileiro



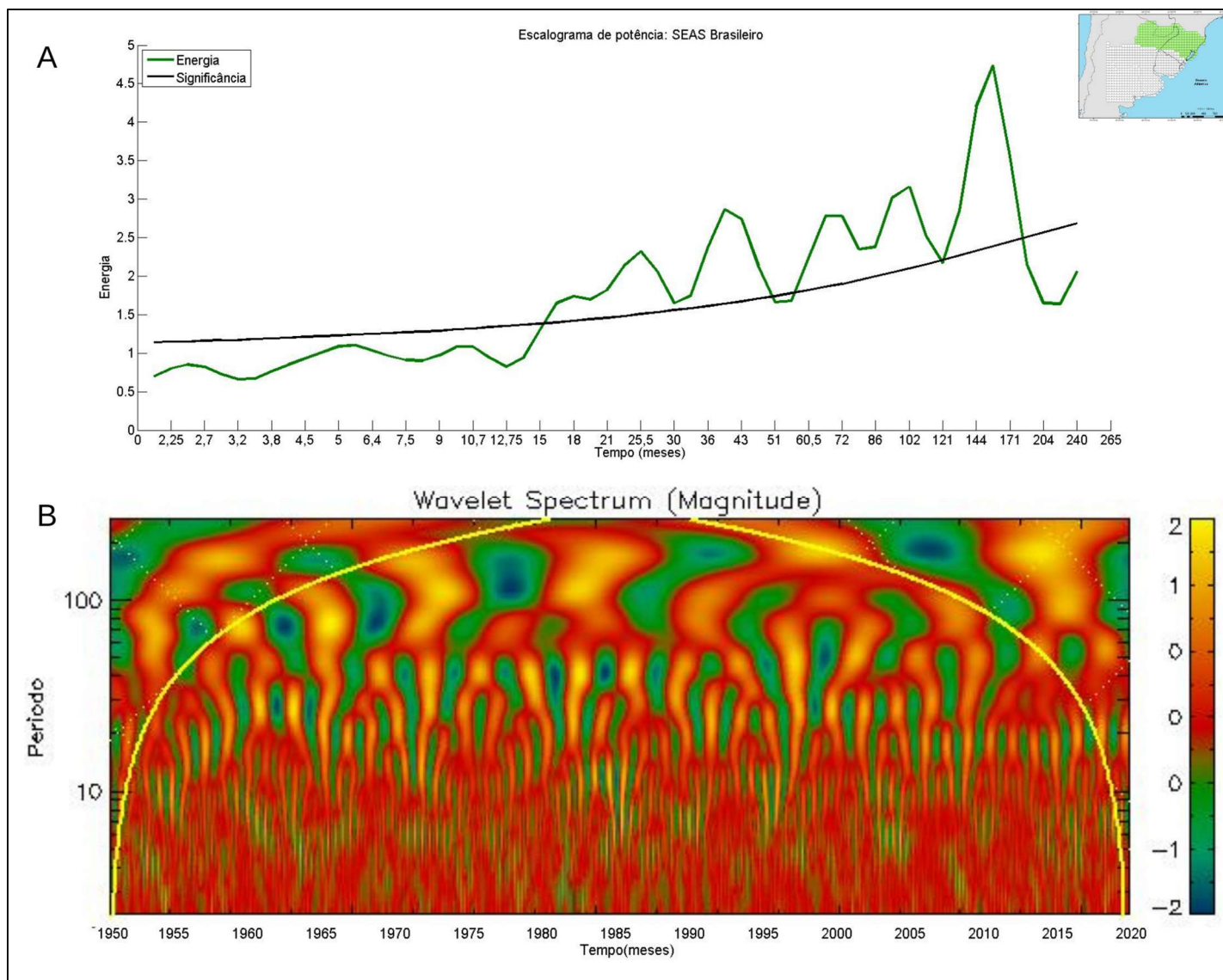
Fonte: elaborado pelo autor.

A Figura 30 ilustra os ciclos de 18 meses (1,5 ano), 24 meses (2 anos), 42 meses (3,5 anos), 72 meses (6 anos), 120 meses (10 anos) e 170 meses (14 anos). Ressalta-se Figura 30 A, onde as periodicidades se conectam continuamente acima da linha de significância. Os ciclos de 1,5 e 2 anos parecem se unir ou intercalar ao longo da série, especialmente após a quebra estrutural. A intensificação aumenta após a década de 1990 e o escalograma de potência sugere uma diminuição destes ciclos e um único, evidenciando o cenário descrito por INMET (2009) e enfatizando o que é apontado por Arias *et al.* (2021), onde consta que o SB tem sido palco de eventos extremos positivos de precipitação todos os anos na última normal climatológica.

No ciclo de 6 anos, as anomalias negativas se destacam até o ano de 1995, quando as anomalias positivas começam a se tornar mais frequentes. No entanto, nota-se estiagens intensas nas décadas de 1970, início da década de 1980 (próximo ao ponto de quebra estrutural) e na metade da década de 1990. O desequilíbrio entre as anomalias positivas e negativas de precipitação ajuda a evidenciar a mudança no padrão de chuvas extremas e estiagens. Tanto a média móvel quanto as anomalias mensais da Figura 29 B ajudam a visualizar a diminuição de eventos de estiagem e a aumento das anomalias positivas. A primeira metade do período analisado, compreendendo o intervalo antes da quebra estrutural, apresentou não só um número maior de estiagens, como também episódios mais intensos.

As anomalias negativas também enfraqueceram nos ciclos de 10 e 17 anos após a quebra estrutural, além de aumentarem o seu intervalo. Logo, as estiagens extremas se tornaram mais esparsas. Em contrapartida, as anomalias positivas seguem atingindo grandes valores de potência, indicando ainda uma união destes dois ciclos. Isto poderia ser interpretado como chuvas com tempo de retorno de 17 anos passando a ocorrer em até 10 anos a partir da quebra estrutural.

**Figura 30** - Escalograma de potência (A) e espectro de magnitude das ondaletas (B) para o SEAS Brasileiro.



Fonte: elaborado pelo autor.

Percebe-se que a mudança no padrão das anomalias de precipitação tornou os episódios positivos mais frequentes que os negativos no SEAS Brasileiro. A Figura 30 B indica uma intensificação dos casos positivos, sugerindo uma união de ciclos acima de quatro anos. Este padrão é condizente com os eventos anômalos observados na região por Arias *et al.* (2021), onde anomalias muito acima da média ocorrem com mais frequência e fora da periodicidade do ENSO, indicando que outros possíveis fatores como os demais MVC também estejam cooperando para esta intensificação e aumento de frequência de eventos extremos.

## **5.2 PADRÕES ESPACIAIS DE TELECONEXÃO DOS MVC COMBINADOS COM A PRECIPITAÇÃO PLUVIAL ANÔMALA NO SEAS**

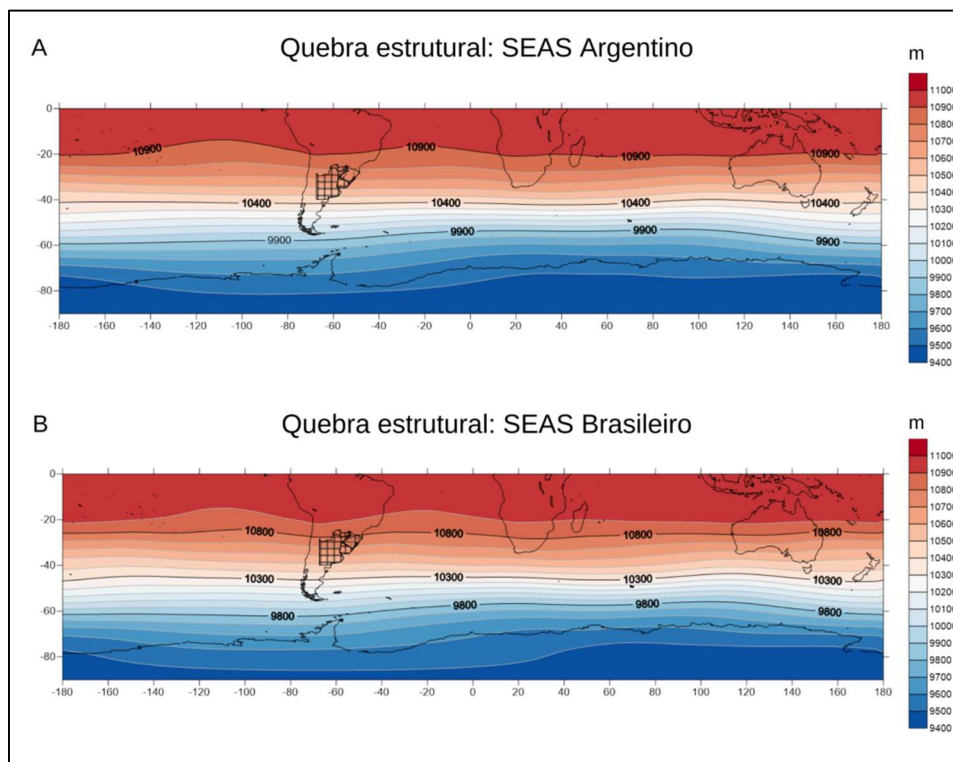
Com base nos resultados encontrados do THNP de Alexandersson, buscou-se compreender o estado da atmosfera nos períodos de quebras estruturais do SEAS Argentino e Brasileiro. Para isso, composições de GPT, Vu, Vv e TSM foram geradas.

### **5.2.1 PADRÕES ESPACIAIS NOS PERÍODOS DE QUEBRAS ESTRUTURAIS DA PRECIPITAÇÃO ANÔMALA DO SEAS**

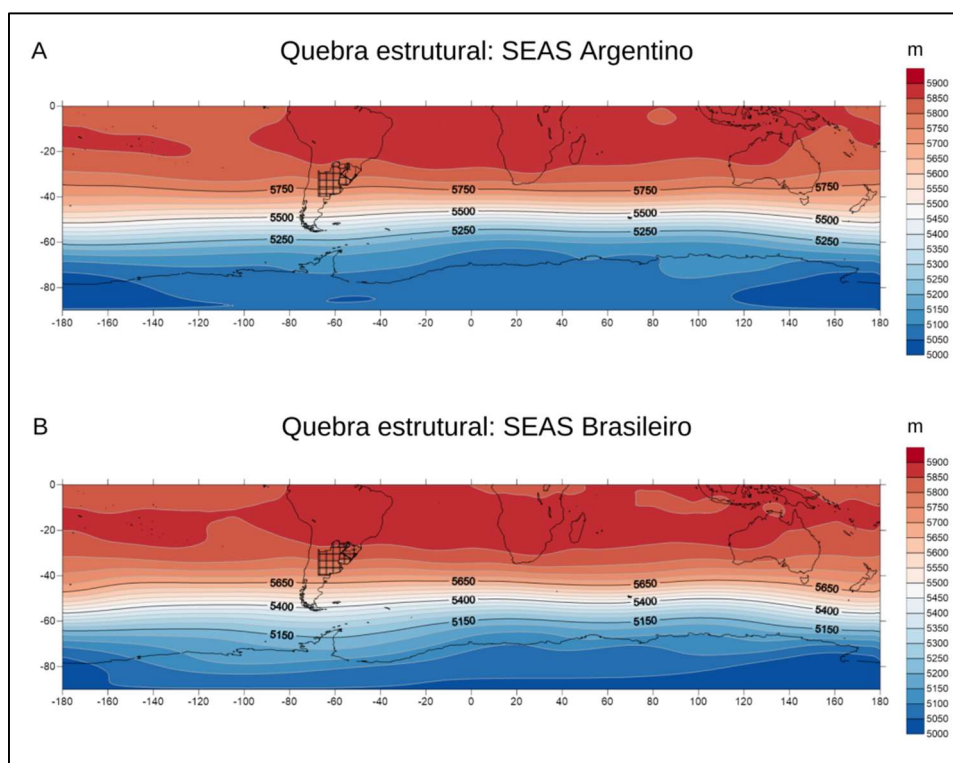
As Figura 31, Figura 32 e Figura 33 exibem os campos de GPT em 250, 500 e 925 hPa, respectivamente para os períodos de quebra estrutural das anomalias de precipitação do SEAS Argentino (setembro 1965 – janeiro 1984) e do SEAS Brasileiro (outubro 1981 – outubro 1982). Percebe-se que, na alta atmosfera (250 hPa) há pouca variação entre os dois intervalos. Em 500 hPa, valores positivos de GPT se destacam na região do equador e do SEAS no período outubro 1981 - outubro 1982, possivelmente pela influência do evento de SUPER EN. Em 925 hPa, o cenário é similar a 500 hPa, porém com um centro de alta pressão identificado no oeste da Antártica.



**Figura 31** - Campos de altura geopotencial a 250 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).

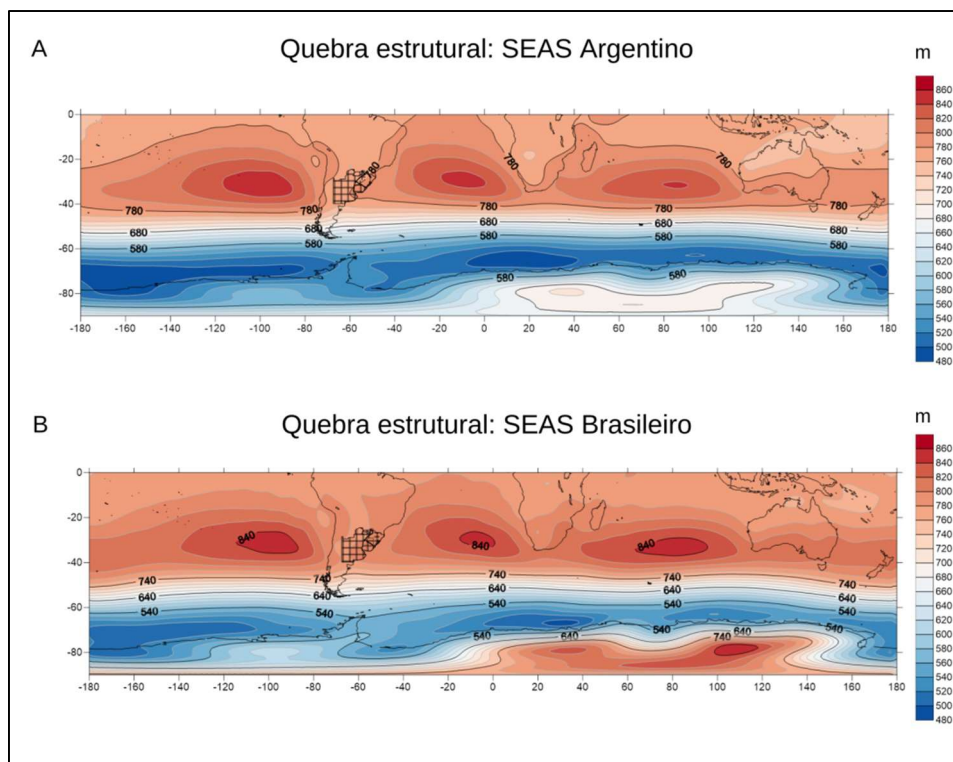


**Figura 32** - Campos de altura geopotencial a 500 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).





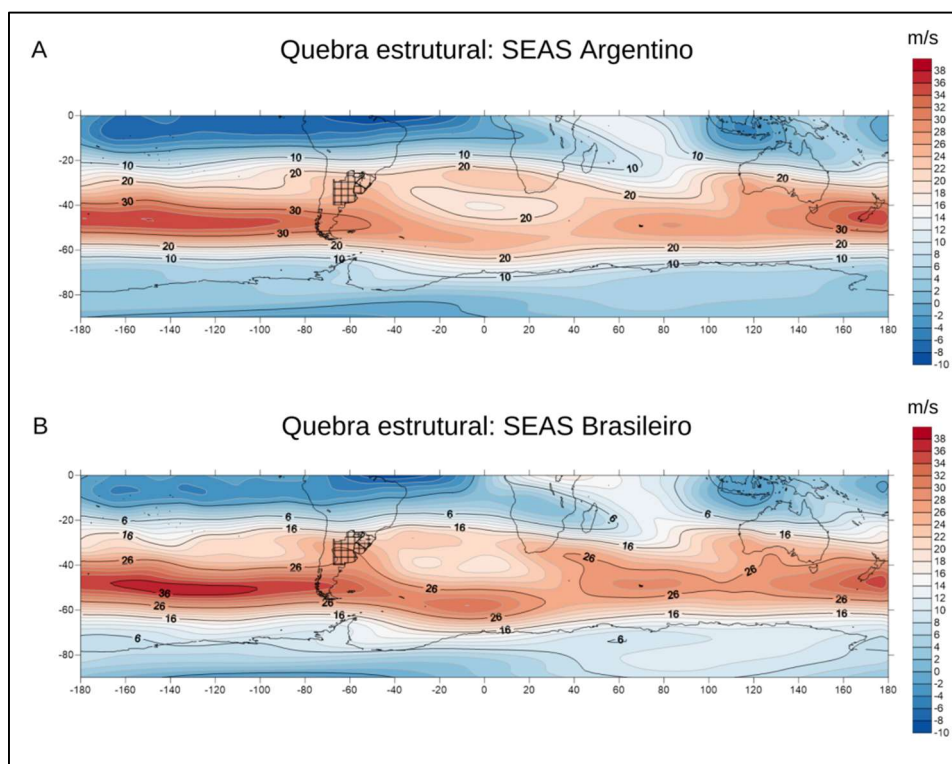
**Figura 33** - Campos de altura geopotencial a 925 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

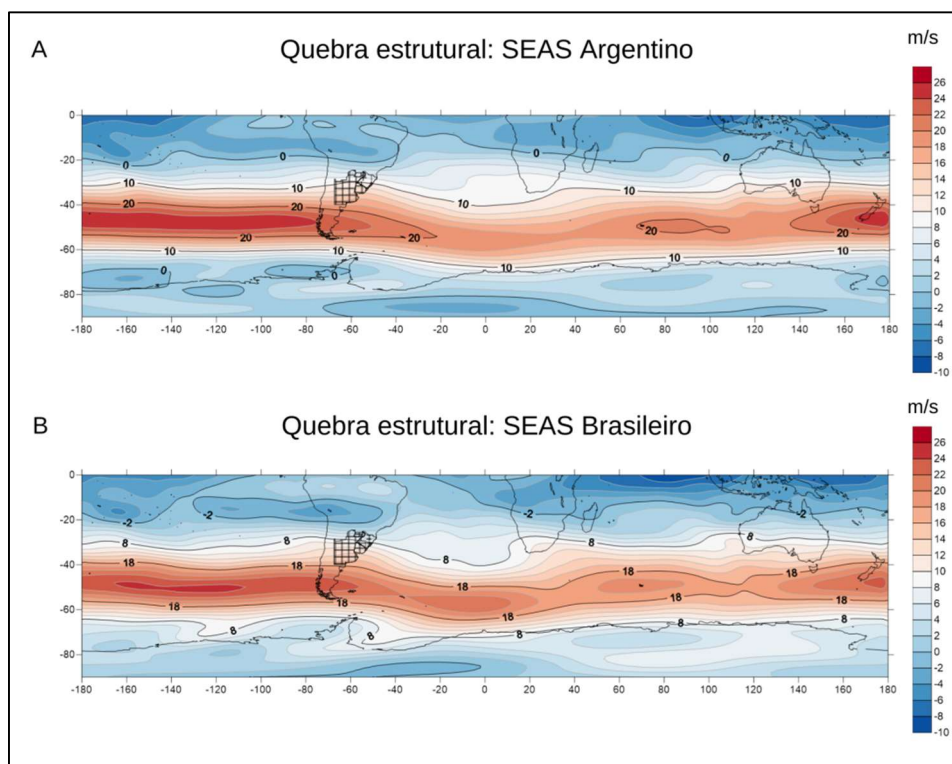
Nos campos de  $V_u$  (Figura 34, Figura 35 e Figura 36), os campos anômalos destacam anomalias positiva na região do Pacífico Sul, com maior variação nos intervalos do que os campos de GPT. Em 250 hPa, os jatos de altos níveis subtropicais foram mais fortes no período outubro 1981 - outubro 1982, especialmente na região entre  $40^\circ$  a  $50^\circ$  S e  $100^\circ$  a  $170^\circ$  O (Figura 34). Por sua vez, em 500 e 925 hPa vemos os jatos de baixos níveis mais fortes na mesma região, porém desta vez o intervalo setembro 1965 – janeiro 1984 foi mais intenso. O fortalecimento dos jatos em subtropicais e o enfraquecimento dos ventos alísios nos trópicos unidos às anomalias de GPT das Figura 35 e Figura 36 sugerem que o ENSO, especialmente o episódio de SUPER EN de 1982 - 83 sejam o principal fator para a mudança do padrão de anomalias de precipitação no SEAS.

**Figura 34** - Campos de vento zonal ( $u$ ) a 250 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



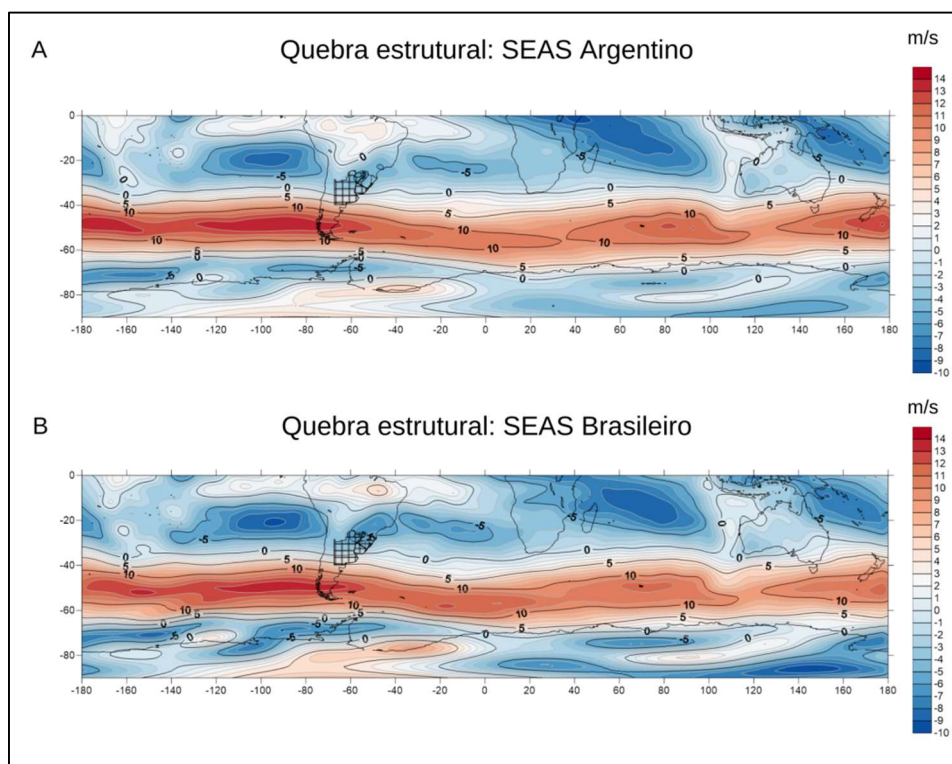
Fonte: elaborado pelo autor.

**Figura 35** - Campos de vento zonal ( $u$ ) a 500 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

**Figura 36** - Campos de vento zonal (u) a 925 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).

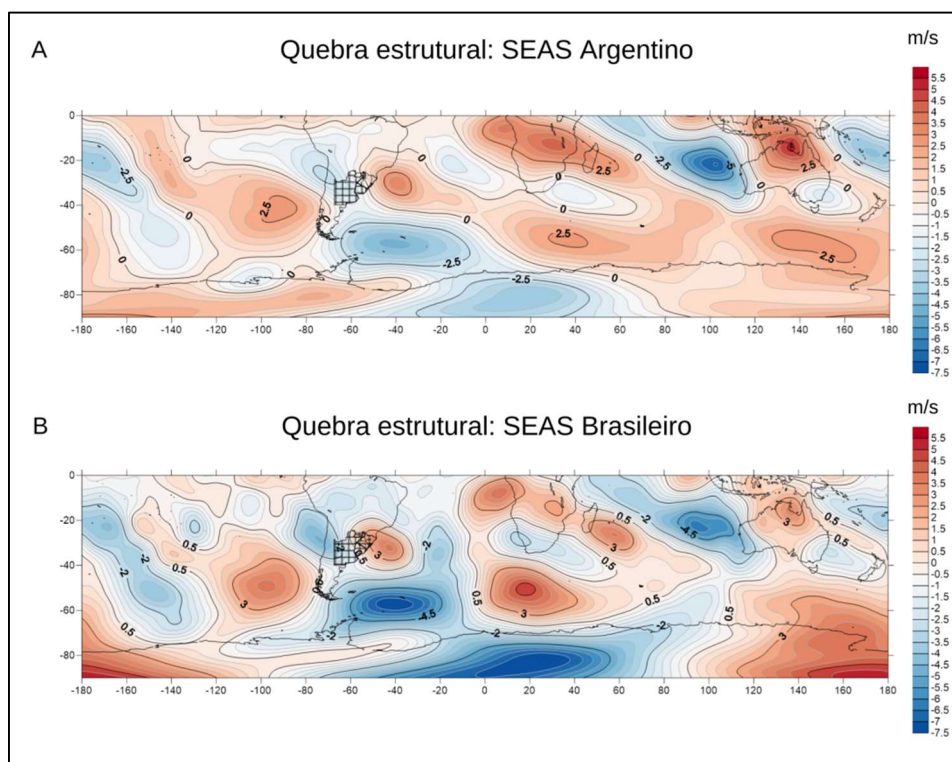


Fonte: elaborado pelo autor.

Quando observamos os campos anômalo de Vv em 250 hPa (Figura 37), vemos um enfraquecimento dos ventos no Atlântico Sul e no centro do Pacífico Sul, bem como anomalias positivas na costa leste da América do Sul. O mesmo enfraquecimento que ocorre no Atlântico também atinge a região do SEAS Argentino e Uruguai, ao passo que o setor brasileiro é dividido entre anomalias positivas e negativas.

Um padrão similar, porém mais intenso, é visto a 500 hPa. Na Figura 38, nota-se um corredor de anomalias negativos de Vv desde a região da BMA até o SEAS no período setembro 1965 – janeiro 1984, assim como um fortalecimento dos ventos na região de Weddell (este mais forte em outubro 1981-82) e no Pacífico Sul, formando uma espécie de dipolo entre o Pacífico e Atlântico Sul.

**Figura 37** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 250 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).

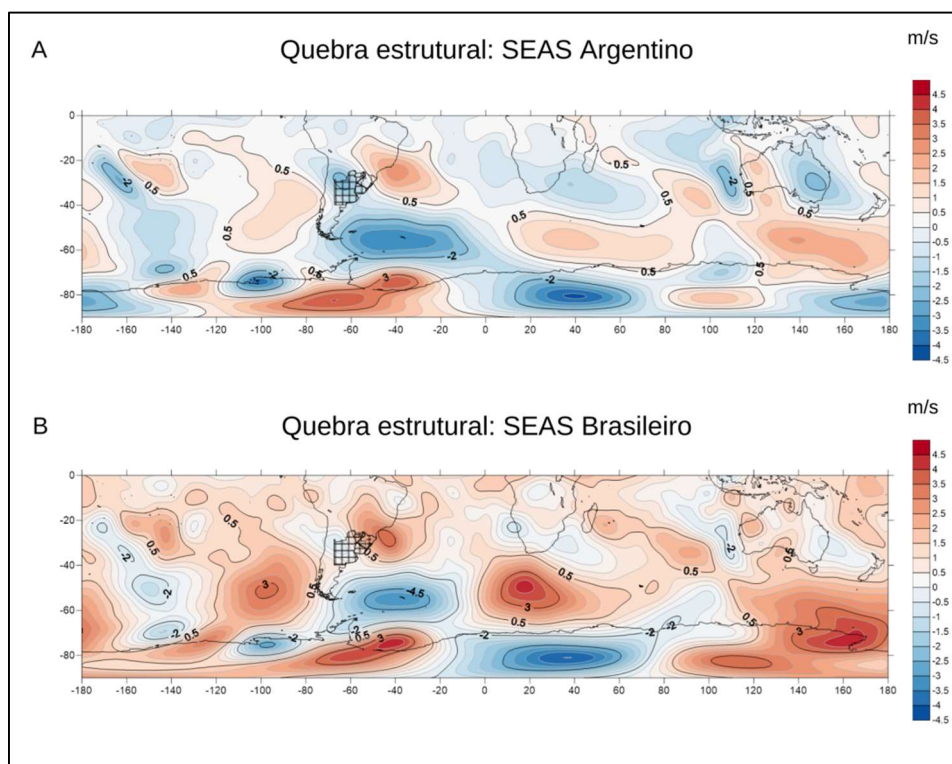


Fonte: elaborado pelo autor.

Diferente de 250 e 500 (Figura 38), em 925 hPa (Figura 39) foi observado um número maior de anomalias negativas de  $V_v$  entre 0 e 80° S e uma área maior de anomalias positivas desta região para o Sul. A exceção da região da BMA e da Antártica Oriental, todo o resto do continente apresenta fortalecimento dos ventos no seu interior. Da mesma forma, um centro de anomalias positivas se destaca da América do Sul próximo ao SEAS, estando mais forte no período outubro 1981 - 82. Esta intensificação afeta o oeste do SEAS Argentino, bem como o nordeste do SEAS Brasileiro.

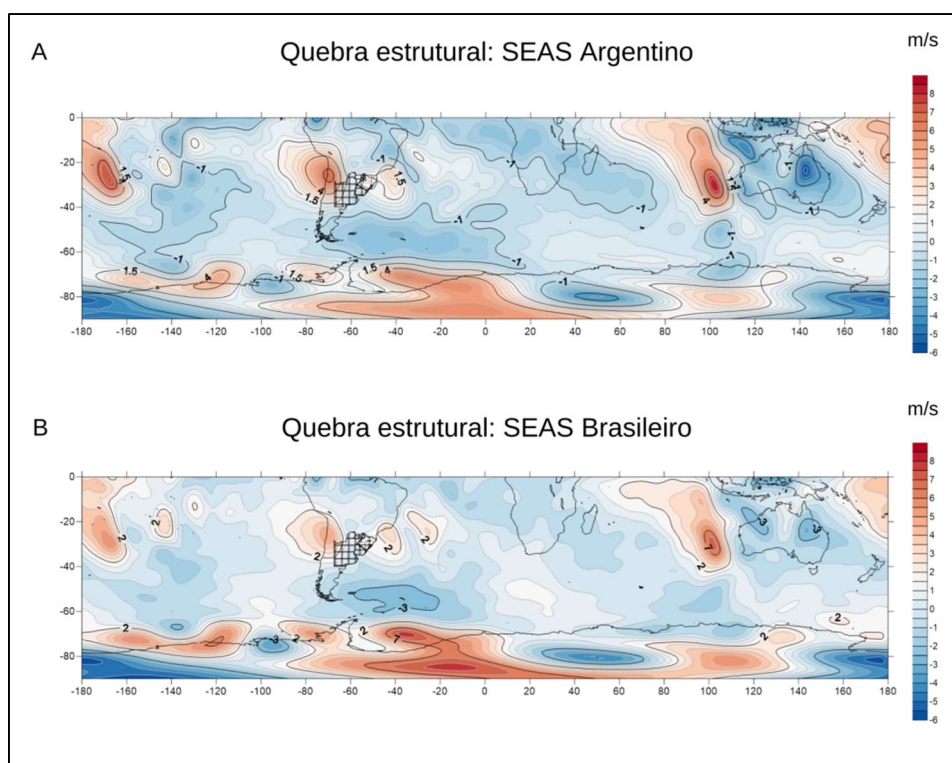


**Figura 38** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 500 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

**Figura 39** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 925 hPa para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



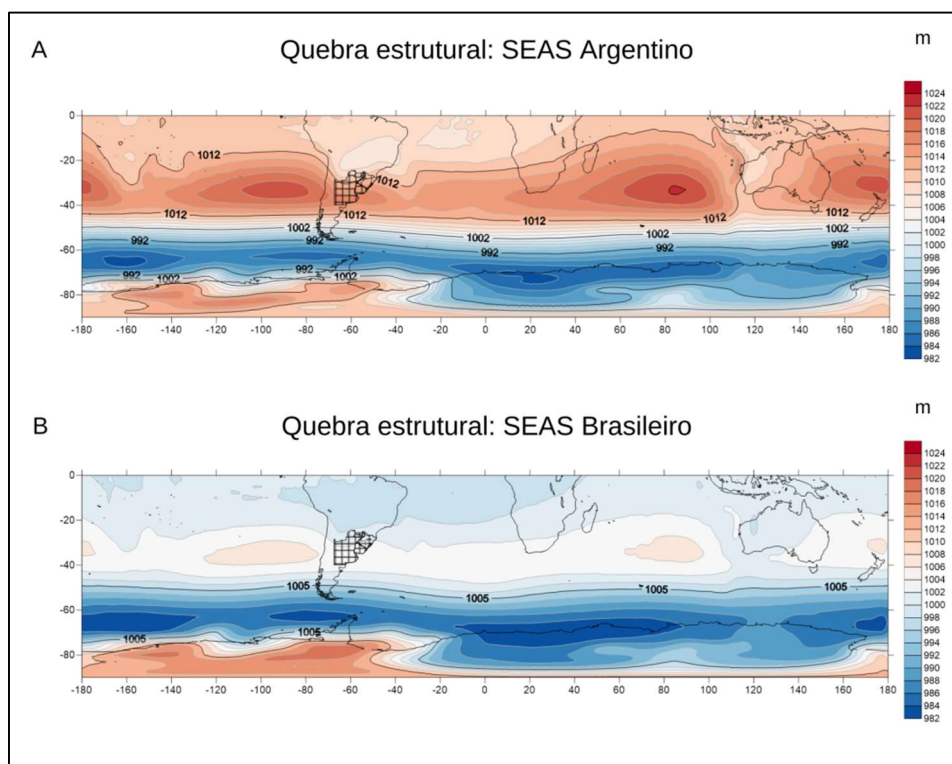
Fonte: elaborado pelo autor.

As anomalias de PNM (Figura 40) são as que mais destoam entre os dois intervalos de quebras estrutural. No período setembro 1965 – janeiro de 1984 vemos altas pressões acima de 1010 hPa. Estas anomalias adentram à área do SEAS. Em contrapartida, ao sul do paralelo 42° é possível observar anomalias negativas de PNM que se estendem até latitudes próximas de 80°, onde as anomalias negativas predominaram dentro do continente antártico. Este padrão de anomalias de PNM é condizente com as fases negativa e neutra do SAM. Entretanto, Jones *et al.* (2009) e Fogt *et al.* (2009) retratam a tendência à fase positiva do SAM a partir da década de 1960. Como a quebra estrutural do SEAS Argentino ocorreu em um período de quase dez anos e a tendência à fase positiva do SAM ficou ainda mais intensa a partir da década de 1980, é possível que a fase negativa do SAM ainda tenha influenciado o SEAS, visto a quantidade de eventos EN ocorridos durante o período de mudanças no padrão de precipitação do setor argentino.

No intervalo outubro 1981-82 (Figura 40 B), observou-se um padrão semelhante ao do período anterior, porém somente do paralelo 40° S para o sul. A isóbara de 1006 hPa indica que as anomalias de PNM foram mais negativas neste intervalo, o que ajuda a explicar as baixas pressões desta isóbara até o equador. As anomalias de pressão mais altas entre 0 e 70° S não ultrapassam 1006 hPa, sugerindo que quase todo o HS esteve sob baixas pressões neste intervalo. As baixas pressões no setor de BMA, Atlântico e Pacífico Sul e no SEAS reproduz e enfatiza o que foi visto nas anomalias de Vu e Vv, sugerindo um padrão fase EN do ENSO.

Trabalhos como os de Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), Sansigolo (2010), Aquino (2012), Yu *et al.* (2015), Freund *et al.* (2019) já haviam destacado que a combinação EN e SAM negativo tende a resultar em chuvas acima da média em algumas regiões que compreende o SEAS para este estudo. Assim, é possível que a BMA sirva como uma região de monitoramento para previsão de eventos de chuva intensa no SEAS quando ENSO e SAM estiverem nas condições ditas anteriormente.

**Figura 40** - Campos de pressão a nível do mar para os períodos de quebra estrutural do SEAS argentino (A) e brasileiro (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

Sobre o PSA, poucos indícios foram encontrados nas composições para estes períodos. As anomalias de  $V_u$  e  $V_v$  em 500 hPa indicam uma formação fraca do padrão PSA. Pode-se dizer que o PSA não parece ter tido influência direta nos momentos de quebra do padrão de precipitação anômala na região do SEAS. Entretanto, já é sabido que a influência do PSA pode ocorrer não só em escalas de tempo menores, como também com defasagem.

## 5.2.2 PADRÕES ESPACIAIS NOS PERÍODOS DE SUPER EN

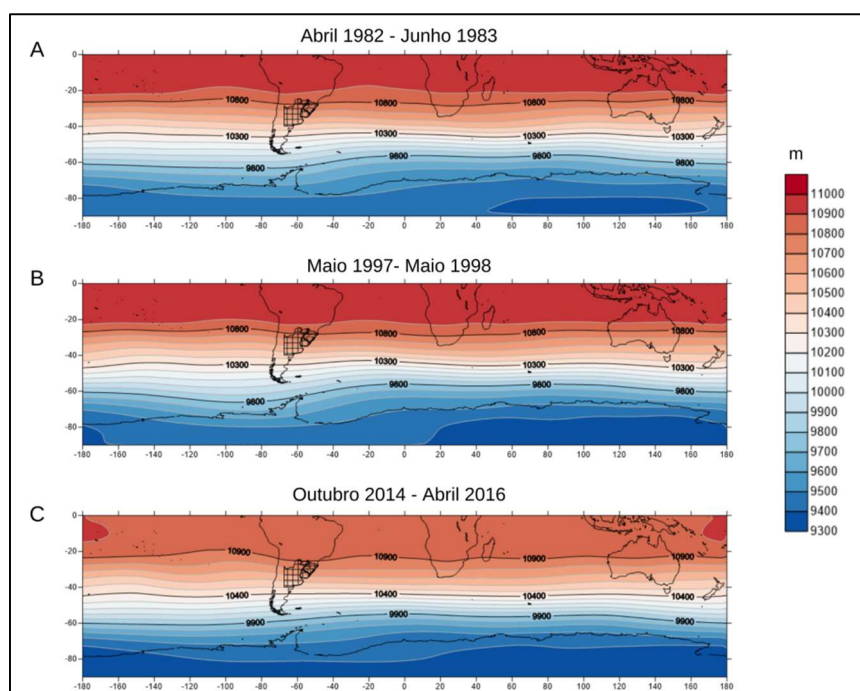
### *Altura Geopotencial*

Baseado no que foi encontrado em Freund *et al.* (2019) e Yu *et al.* (2015) e nos padrões espaciais encontrados no item anterior, os campos de GPT,  $V_u$  e  $V_v$  em 250, 500 e 925 hPa, além dos de PNM, foram plotados para os períodos de SUPER EN de 1982-83, 1997-98 e 2014-16. As Figura 41, Figura 42 e Figura 43 exibem as composições de médias mensais de GPT em 250, 500 e 925 GPT, respectivamente.

A exceção do episódio 2014-2016, os demais casos de SUPER EN exibem padrões similares aos dos períodos de quebra estrutural do SEAS Argentino e Brasileiro em 250 e 500 hPa (Figura 41 e Figura 42), indicando maior influência do ENSO em altos níveis. Em 925 hPa (Figura 43), a exceção do episódio 1982-83, percebe-se um padrão mais fraco de altas pressões nos trópicos e subtropicais. Ao sul de 45°s, os valores são similares, registrando baixas pressões de até 460 m. O SUPER EN de 1982-83, especificamente, exibe valores de até 840 m de GPT entre 0 e 45° S não só nas mesmas regiões que os dois períodos de quebra estrutural, como também a mesma intensidade dos dois casos. Ressalta-se que ambos os pontos de quebra estrutural compreendem este SUPER EN.

Isto reforça a ideia de que este caso de SUPER EN tenha sido o episódio mais intenso para a região, pois o padrão encontrado durante o caso de SUPER EN torna períodos maiores, como a quebra estrutural do SEAS Argentino (1965-1984) similar ao da sua atuação. Logo, as alterações oriundas deste caso de ENSO foram fortes o suficiente para modificar os padrões de anomalias de precipitação destas duas regiões do SEAS para todo o período seguinte ao da sua atuação.

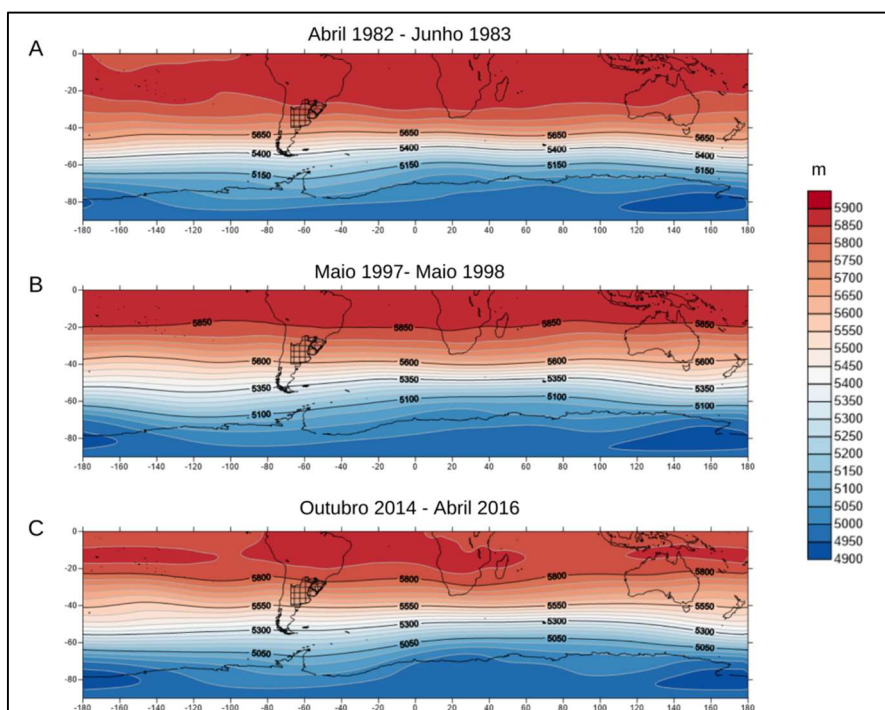
**Figura 41** - Campos de altura geopotencial a 250 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

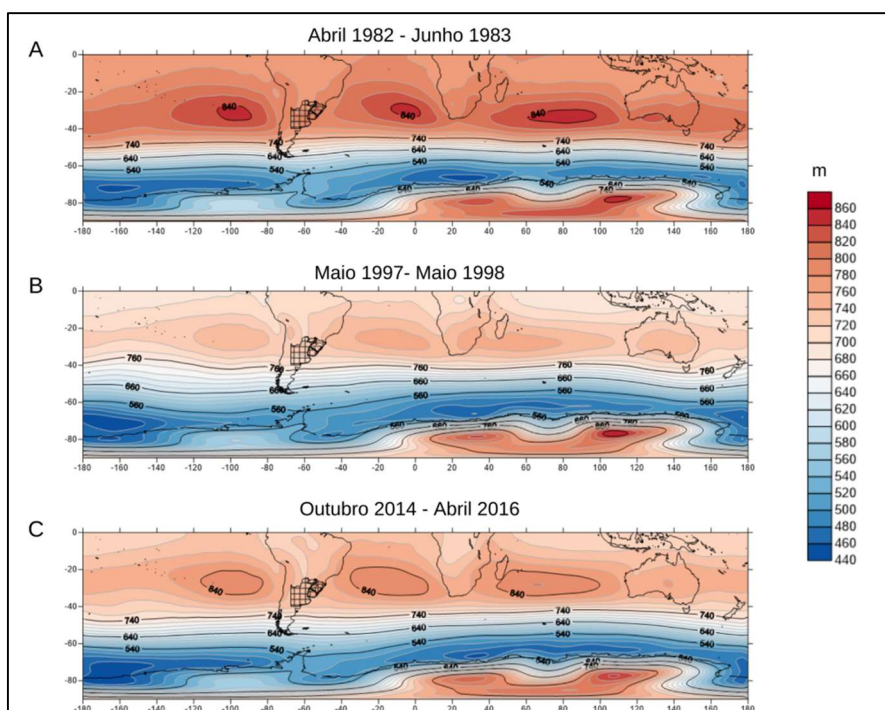


**Figura 42** - Campos de altura geopotencial a 500 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

**Figura 43** - Campos de altura geopotencial a 925 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).

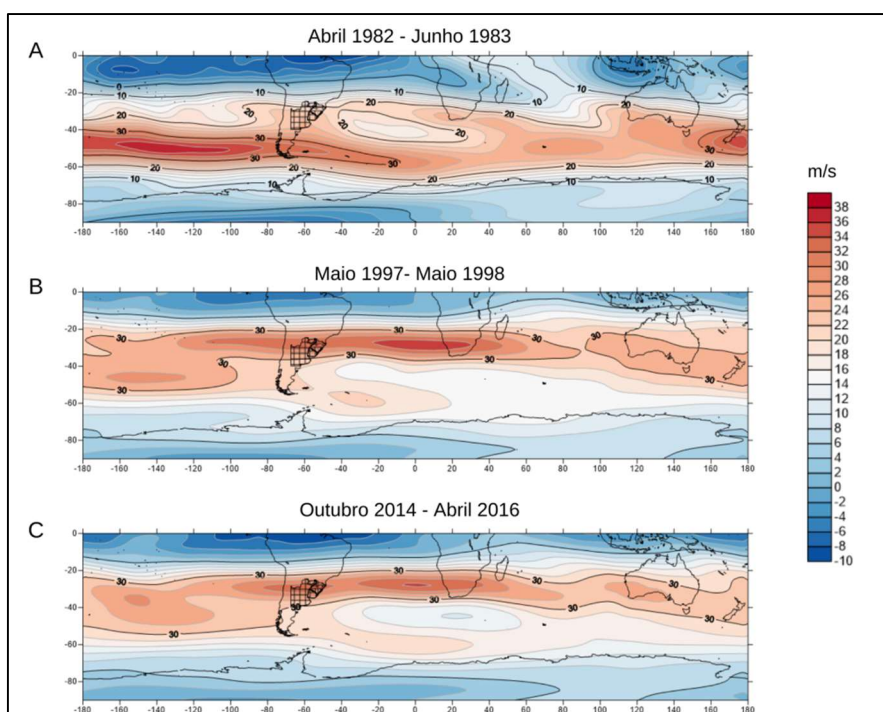


Fonte: elaborado pelo autor.

### Vento Zonal

Nos campos de Vu, os padrões espaciais das duas quebras estruturais também se assemelham ao SUPER EN de 1982-83 em 250 hPa, exibindo uma intensificação média de até 36 m/s no jato subtropical de altos níveis que abrange a região do SEAS (Figura 44). Apesar desta intensificação ser mais forte em 1997-98, o enfraquecimento dos alísios nos trópicos, bem como dos ventos polares, reforça a importância do SUPER EN de 1982-83 para a mudança no regime de precipitação.

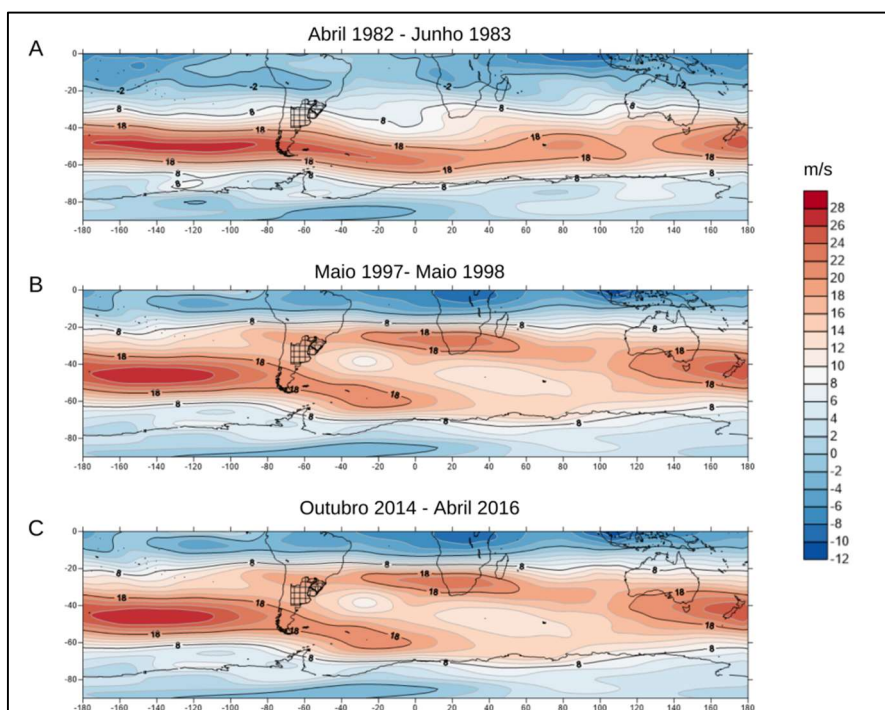
**Figura 44** - Campos de vento zonal (u) a 250 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

Em 500 hPa (Figura 45), os três casos de SUPER EN se assemelham aos momentos de quebra estrutural. Todos exibem um fortalecimento dos jatos subtropicais no SEAS Argentino e Uruguaio de até 24 m/s e enfraquecimento dos mesmos ao norte do SEAS. Em 1997-98 e 2014-16, a área de intensificação do jato subtropical se expande até 20° S enquanto, em 1982-83, esta intensificação não ultrapassa os 30° S.

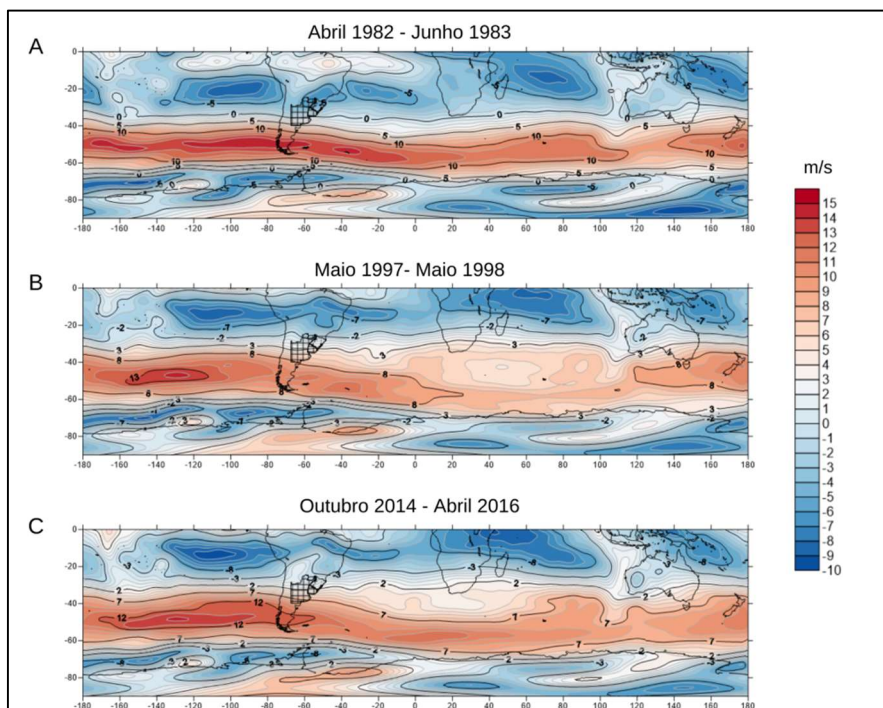
**Figura 45** - Campos de vento zonal (u) a 500 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

Mais próximas da superfície, nas composições de Vu em 925 hPa também podemos ver o SUPER EN de 1982-83 similar às duas quebras estruturais (Figura 46). Com o enfraquecimento dos ventos na região do SEAS de até -8 m/s e o fortalecimento do jato subtropical ao sul de 40° S em até 15 m/s. Em 1997-98 e 2014-16, este mesmo jato adentrou ao SEAS, especialmente os setores Argentino e Uruguaio com aumento de até 8 m/s ao passo que, em 1982-83 e nas duas quebras estruturais, os valores ficaram entre 2 e -8 m/s.

**Figura 46** - Campos de vento zonal (u) a 925 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

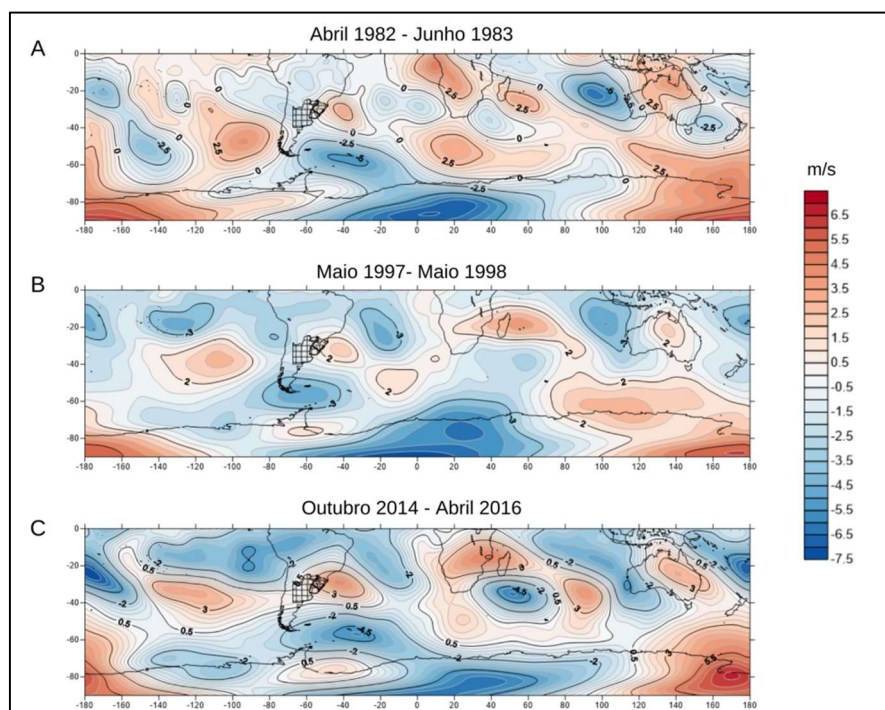
### *Vento Meridional*

Os campos de Vv (Figura 47) são os que mais destoam de um caso para o outro. Na região do SEAS, os casos de 1982-83 e 1997-98 apresentam valores positivos de até 3 m/s no SEAS Brasileiro e valores negativos até -2,5 m/s no SEAS Argentino e Uruguiaio.

A região da BMA, demarcada por anomalias negativas na Figura 37 apresentou valores próximos de 0 no SUPER EN de 1982-83 e negativos em 1997-98 e 2014-16 na Figura 47, onde exibiu campos mais parecidos com os dos momentos de quebra estrutural no SEAS. Entretanto, ainda assim vemos os campos de 1982-83 mais similares aos momentos de quebra estrutural no que diz respeito à posição dos centros anômalo em todo o HS.



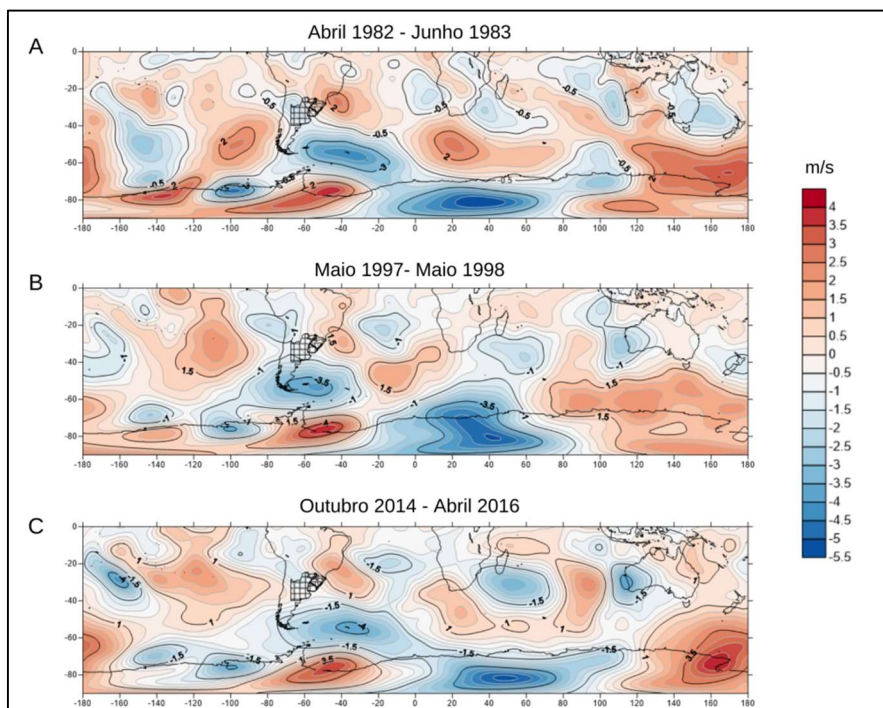
**Figura 47** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 250 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

Nos campos de 500 hPa (Figura 48), onde as composições dos períodos de quebra estrutural diferem em quase todo o HS, temos particularidades em relação aos casos de SUPER EN. As composições dos três episódios se assemelham mais ao período de quebra estrutural do SEAS Brasileiro (Figura 38 B), apresentando um número maior de centros anômalos positivos no HS que a composição da quebra estrutural do SEAS Argentino (Figura 38 A). Nos três casos observamos regiões com valores positivos de até 3,5 m/s no SEAS Brasileiro e negativos de até -1 m/s nos demais setores do SEAS. Isto se opõe à composição da quebra estrutural do SEAS Argentino (Figura 38 A), onde vemos toda a região com anomalias negativas de até -2 m/s. Logo, os campos de  $V_v$  indicam que o EN, em especial o episódio de 1982-83, foi uma das causas para a mudança no padrão de precipitação do SEAS Brasileiro.

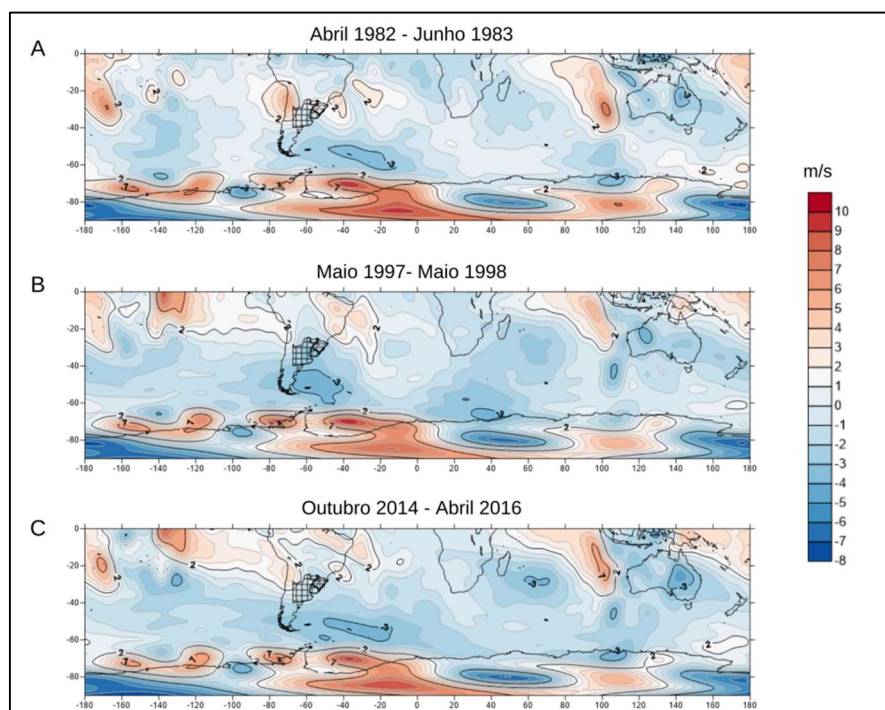
**Figura 48** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 500 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

Em 925 hPa (Figura 49), os três episódios de SUPER EN reproduzem as composições dos períodos de quebra estrutural no SEAS. Nos três casos, podemos ver a região da BMA com registros de até -3 m/s e o as regiões do SEAS em até -2 m/s. Se analisarmos a Figura 39, percebemos que a área de estudo exhibe anomalias positivas fracas, de até 2 m/s no SEAS Brasileiro. A origem das anomalias positivas está associada à intensificação localizada na região do deserto do Atacama. Os campos negativos de vento sugerem uma diminuição do fluxo sul norte, bem como os casos positivos demonstram uma circulação mais intensa dos trópicos para os polos.

**Figura 49** - Campos de vento meridional ( $v$ ) a 925 hPa para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

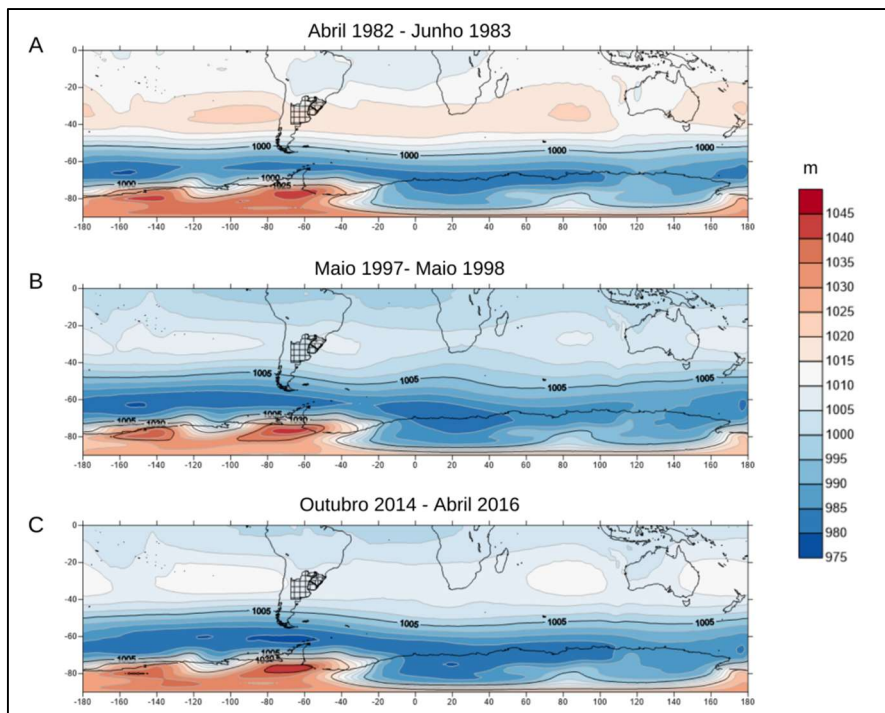
### *Pressão a nível do mar*

As composições de PNM (Figura 50) revelam que o padrão de quebra estrutural do SEAS Argentino (Figura 40 A) coincide mais com o SUPER EN de 1982-83, dadas as regiões positivas tropicais e subtropicais, não vistas nos demais casos. Em contrapartida, os eventos SUPER EN de 1997-98 e 2014-16 representam mais a composição do período de quebra estrutural do SEAS Brasileiro, com pressões mais baixas em todo o HS, a exceção do interior da Antártica, próximo à região da BMA.

Após analisar as variáveis em todos os períodos de SUPER EN, pode-se dizer que este estágio anômalo do EN contribuiu diretamente para ambas as quebras estruturais vistas no SEAS. A comparação dos dois períodos com o episódio de SUPER EN de 1982-83 demonstra o quanto as anomalias geradas por este evento demarcaram a média de períodos maiores. Da mesma maneira, as composições de  $V_u$  e  $V_v$  indicam uma predominância da fase negativa do SAM. Nas composições de  $V_v$ , observam-se padrões similares aos do PSA em 500 hPa (Figura 48). Portanto, especialmente, podemos concluir que houve influência do PSA para os momentos de quebra estrutural do SEAS,

porém não tão bem demarcada como a influência do SUPER EN e da fase negativa do SAM.

**Figura 50** - Campos de pressão a nível do mar para os El Niños de 1982-83 (A), 1997-98 (B), 2014-16 (C).



Fonte: elaborado pelo autor.

### 5.3 RELAÇÕES INDIVIDUAIS E CONJUNTAS ENTRE OS MVC E A PRECIPITAÇÃO ANÔMALA DO SEAS EM DIFERENTES ESCALAS TEMPORAIS

Utilizando seis defasagens, foi visto que as séries temporais dos índices da BMA não rejeitaram o teste ADF. Entretanto, concluiu-se que estas não rejeições não eram preocupantes, pois significavam apenas uma mudança na média da série temporal que fora captada pelo intercepto da regressão. Como já estava previsto, caso isso ocorresse seriam feitos testes com a série centrada na média, onde houve rejeição de  $H_0$ .

Após a conferência da estacionariedade, todos os MVC com as suas respectivas defasagens foram ajustados. Cada variável preditora teve seis meses de defasagem ajustados ao modelo. No entanto, a série temporal relativa ao índice latitudinal/longitudinal da BMA foi removida da regressão por



apresentar relação linear com os demais preditores da BMA. A Tabela 3 contendo todos os preditores pode ser verificada abaixo.

**Tabela 3** - Preditores dos modos de variabilidade climática e suas defasagens de zero a seis meses.

Preditores	$\beta$	Erro padrão	t-valor	p-valor
Intercepto	73,35	32,11	2,28	0,02*
L(`PSA index`, 0:6)0	-0,42	0,32	-1,32	0,19
L(`PSA index`, 0:6)1	-0,52	0,32	-1,63	0,10
L(`PSA index`, 0:6)2	0,21	0,32	0,66	0,51
L(`PSA index`, 0:6)3	-0,56	0,32	-1,78	0,07 .
L(`PSA index`, 0:6)4	0,03	0,32	0,08	0,93
L(`PSA index`, 0:6)5	0,22	0,32	0,69	0,49
L(`PSA index`, 0:6)6	-0,02	0,31	-0,06	0,95
L(`SAM index`, 0:6)0	-0,004	0,032	-0,153	0,879
L(`SAM index`, 0:6)1	-0,079	0,032	-2,422	0,0156*
L(`SAM index`, 0:6)2	0,000	0,033	0,004	0,997
L(`SAM index`, 0:6)3	-0,048	0,033	-1,487	0,138
L(`SAM index`, 0:6)4	0,035	0,032	1,065	0,287
L(`SAM index`, 0:6)5	-0,038	0,032	-1,196	0,232
L(`SAM index`, 0:6)6	-0,032	0,031	-1,025	0,306
L(ENOS_index, 0:6)0	-0,426	0,379	-1,124	0,261
L(ENOS_index, 0:6)1	1,168	0,788	1,482	0,139
L(ENOS_index, 0:6)2	0,321	0,856	0,375	0,708
L(ENOS_index, 0:6)3	-1,449	0,848	-1,709	0,088 .
L(ENOS_index, 0:6)4	1,002	0,862	1,163	0,245
L(ENOS_index, 0:6)5	-0,191	0,797	-0,239	0,811
L(ENOS_index, 0:6)6	-0,054	0,381	-0,143	0,886
L(BMA_ACP, 0:6)0	0,008	0,012	0,675	0,500
L(BMA_ACP, 0:6)1	-0,031	0,012	-2,585	0,0101*
L(BMA_ACP, 0:6)2	-0,001	0,012	-0,688	0,492
L(BMA_ACP, 0:6)3	-0,021	0,012	-1,703	0,089 .
L(BMA_ACP, 0:6)4	0,012	0,012	0,947	0,344
L(BMA_ACP, 0:6)5	-0,021	0,012	-1,714	0,087 .
L(BMA_ACP, 0:6)6	-0,011	0,012	-0,975	0,330
L(BMA_RCP, 0:6)0	0,0145	0,021	0,705	0,481
L(BMA_RCP, 0:6)1	0,019	0,021	0,909	0,364
L(BMA_RCP, 0:6)2	0,010	0,021	0,476	0,635
L(BMA_RCP, 0:6)3	0,035	0,021	1,652	0,099 .
L(BMA_RCP, 0:6)4	-0,004	0,022	-0,174	0,862
L(BMA_RCP, 0:6)5	0,017	0,022	0,809	0,419
L(BMA_RCP, 0:6)6	0,023	0,022	1,084	0,279

\*\*\*p<0,001; \*\*p<0,01; \*p<0,05; .p<0,1

Erro padrão residual = 0,95, GL = 462

R<sup>2</sup> múltiplo = 0,1488, R<sup>2</sup> ajustado = 0,08431, F (35;462) = 2,308, p<0,001

Para a seleção dos modelos finais para cada região do SEAS, o método *backward* e o AIC mensuraram os modelos estatísticos de maior qualidade. Ressalta-se que foi necessário um banco de dados com todas as séries temporais para que o algoritmo excluísse as defasagens intermediárias ou insignificantes em cada preditor. Por fim, cada região do SEAS recebeu um modelo de regressão linear adaptado às defasagens dos MVC mais influentes em cada um dos setores da área de estudo.

### 5.3.1 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS ARGENTINO

O modelo de regressão linear final, considerando seis defasagens, para o SEAS Argentino pode ser observado na Tabela 4 abaixo.

**Tabela 4** - Preditores selecionados para o modelo linear do SEAS Argentino.

Preditores	B	Erro padrão	t-valor	p-valor
Intercepto	0,046	0,043	1,064	0,288
`L(\` SAM index\`, 0:6).0	0,040	0,024	1,651	0,099 .
`L(\` SAM index\`, 0:6).6`	-0,034	0,024	-1,418	0,157
`L(ENOS_index, 0:6).1`	0,433	0,113	3,812	0,000***
`L(ENOS_index, 0:6).3`	-0,319	0,114	-2,798	0,005**

Resíduos: Mín = -2,004; 1Q = -0,704; Med = -0,135; 3Q = 0,564; Máx = 3,389  
 \*\*\*p<0,001; \*\*p<0,01; \*p<0,05; p<0,1  
 Erro padrão residual = 0,9438, GL = 493  
 R<sup>2</sup> múltiplo = 0,03867, R<sup>2</sup> ajustado = 0,03087, F (4;493) = 4,958, p<0,001

Este resultado, por sua vez, pode ser resumido na Equação 5:

#### Equação 5 - Modelo linear para o SEAS Argentino

$$SEAS\ Argentino = 0,047 + 0,040\ SAM\ LAG\ 0 - 0,035\ SAM\ LAG\ 6 + 0,433\ ENSO\ LAG\ 1 \\ - 0,319\ ENSO\ LAG\ 3 + \varepsilon$$

Onde o aumento em uma unidade do SAM contemporâneo ( $\beta_1$ ), mantendo todos os demais preditores fixos, elevaria em 4% o aporte das anomalias de precipitação do SEAS Argentino. Da mesma maneira, SAM com defasagem de seis meses ( $\beta_2$ ) explana, inversamente proporcional à variabilidade do SEAS Argentino, 3% da precipitação anômala (tendência à estiagem fraca). O ENSO com defasagem de um mês ( $\beta_3$ ), também mantendo os demais regressores fixos, incrementaria em 43% a precipitação do SEAS Argentino, sendo este o preditor que traria a maior porcentagem dentre as variáveis da regressão. Analogamente, e de maneira inversa, o ENSO com

defasagem de três meses ( $\beta_4$ ) diminuiria até 31% da variabilidade do SEAS Argentino. O termo  $\varepsilon$  na equação é referente aos resíduos da regressão.

É interessante observar como a variabilidade do ENSO consegue afetar esta região do SEAS com tamanha amplitude em uma defasagem tão próxima (Figura 51). Isso sugere que a defasagem de um mês esteja relacionada à fase EN do ENSO enquanto a de três meses já compute mais as fases neutro e LN. Dada as explicações de Ropelewski e Halpert (1987;1989) e os resultados das TO, é provável que essa diferença na defasagem esteja relacionada aos componentes sazonais, que, alterados pelo ENSO, levam as estações afetadas pela sua influência a exibir um comportamento anômalo ao seu usual.

No entanto, o modelo da Equação 5 explica, aproximadamente, 4% da variabilidade anômala da precipitação do SEAS Argentino. Logo, o  $R^2$  múltiplo desta regressão, mesmo que validada pelo sistema, é pouco eficiente para explicar a variabilidade da precipitação no SEAS.

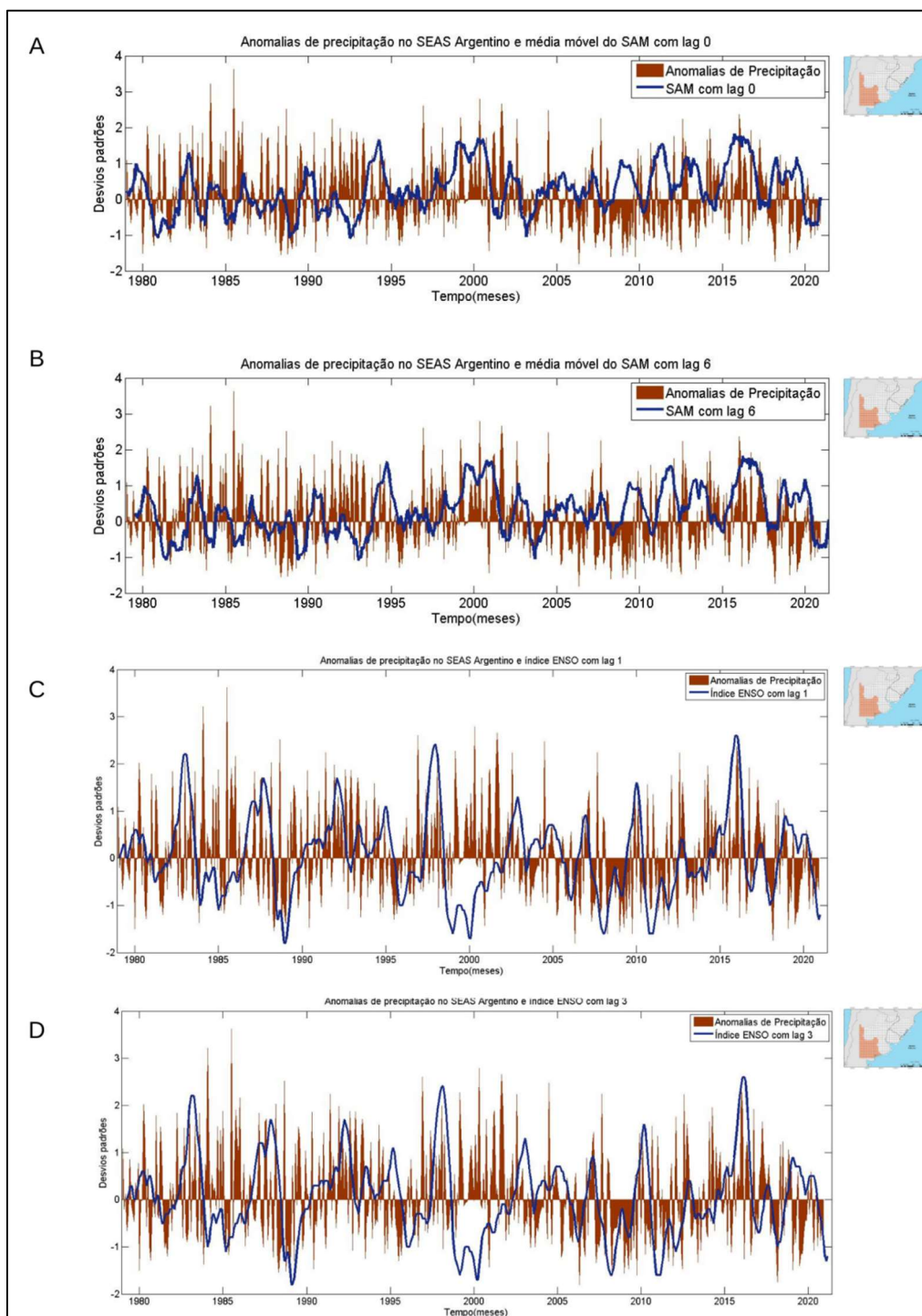
Entretanto, ao analisar as séries temporais do ENSO e do SAM (Figura 51) plotadas junto às médias móveis das anomalias de precipitação do SEAS Argentino, é possível visualizar o quanto a defasagem de um mês do ENSO coincide com os extremos positivos de 1982, 1987, 1993, 1997-98, 2009-10 e 2014-16, reafirmando o que Geraldini *et al.* (2010) e Zalazar *et al.* (2013) atestaram.

Em contrapartida, o comportamento da média móvel SAM, no que diz respeito às anomalias do SEAS Argentino, não condiz com o que Sansigolo (2010) e Aquino (2012) encontraram, dada a relação das anomalias positivas de precipitação com o predomínio da fase positiva do SAM. Os valores atribuídos aos respectivos preditores deste MVC, bem como o  $R^2$  total da regressão, podem explicar esse resultado, pois sugerem que a escala de atuação do SAM impacta na precipitação anômala do SEAS em escalas menores à mensal.

A Tabela 5 apresenta o intercepto, preditores e o nível de significância no qual eles são aceitos. A partir de 90% de confiança (10% de significância), é possível aceitar todos os preditores.

**Tabela 5** - Nível de significância dos preditores do SEAS Argentino.

Preditores	Significância (%)
Intercepto	10
SAM contemporâneo	10
SAM com defasagem de 6 meses	10
ENSO com defasagem de 1 mês	1
ENSO com defasagem de 3 meses	0,1

**Figura 51** – Séries temporais dos preditores da regressão do SEAS Argentino.

Fonte: elaborada pelo autor.

### 5.3.2 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS URUGUAIO

O modelo para o SEAS Uruguiaio apresentou o maior número de preditores, incluindo a influência dos índices PSA e BMA, como é possível verificar na Tabela 6 abaixo.

**Tabela 6** - Preditores selecionados para o modelo linear do SEAS Uruguiaio.

Preditores	$\beta$	Erro padrão	t-valor	p-valor
Intercepto	-15,805	7,236	-2,184	0,029
L(PAS index, 0:6).0	-0,412	0,282	-1,482	0,139
L(SAM index, 0:6).3	0,037	0,025	1,498	0,135
L(SAM index, 0:6).6	-0,047	0,025	-1,895	0,059
L(ENOS_index, 0:6).0	-0,449	0,318	-1,409	0,159
L(ENOS_index, 0:6).1	1,052	0,440	2,392	0,017*
L(ENOS_index, 0:6).3	-0,400	0,173	-2,312	0,021*
L(BMA_ACP, 0:6).0	0,016	0,007	2,205	0,028*

Resíduos: Mín = -2,013; 1Q = -0,683; Med = -0,100; 3Q = 0,612; Máx = 3,356  
 \*\*\*p<0,001; \*\*p<0,01; \*p<0,05; p<0,1  
 Erro padrão residual = 0,959, GL = 490  
 R<sup>2</sup> múltiplo = 0,08508, R<sup>2</sup> ajustado = 0,07201, F (7;490) = 6,509, p<0,001

Esse modelo pode ser resumido na Equação 6 abaixo:

#### Equação 6 - Modelo linear para o SEAS Uruguiaio

*SEAS Uruguiaio*

$$= -15,805 - 0,418 \text{ PSA LAG } 0 + 0,037 \text{ SAM LAG } 3 - 0,047 \text{ SAM LAG } 6 \\ - 0,449 \text{ ENSO LAG } 0 + 1,052 \text{ ENSO LAG } 1 - 0,40 \text{ ENSO LAG } 3 \\ + 0,016 \text{ BMA}_{ACP} \text{ LAG } 0 + \varepsilon$$

A partir disso, mantendo todos os demais parâmetros fixos, é possível verificar o aumento em uma unidade mensal do índice PSA contemporâneo diminuindo 41% da variação das anomalias de chuva no SEAS Uruguiaio. A Figura 52 demonstra esta influência inversamente proporcional, uma vez que, especialmente a partir da segunda metade da década de 1980, observa-se um número maior de anomalias positivas de precipitação no SEAS Uruguiaio quando a média móvel da PSA se encontra abaixo da média (linha zero).

Logo após,  $\beta_2$  e  $\beta_3$  representam o SAM com 3 (6) meses de defasagem, respectivamente, com 3% (-4%) de aumento (diminuição) da precipitação anômala. Três defasagens do ENSO também foram selecionadas como regressores das anomalias do SEAS Argentino. O ENSO contemporâneo causaria uma diminuição de quase 45% na precipitação, bem como a

defasagem de 3 meses diminuiria as precipitações em 44%. A Figura 52 D e E exibe episódios onde é possível verificar precipitações elevadas no SEAS Uruguaio em momentos com a fase LN (negativa do ENSO), como em 1984, 2014 e 2018. Além disso, é sempre válido ressaltar que esta influência inversamente proporcional seria exercida nessa intensidade mantendo os demais regressores fixos.

Em contrapartida ao ENSO sem defasagem e com defasagem de três meses, a defasagem de um mês também foi selecionada como preditora da precipitação do SEAS Uruguaio, porém causando uma elevação de 105% da precipitação anômala deste setor. Portanto, baseado na intensificação das anomalias de precipitação vistas nas TO e no que Ropelewski e Halpert (1987; 1989), Grimm, Ferraz e Gomes (1998) e Grimm, Barros e Doyle (2000), observa-se que o ENSO com defasagem 1 está relacionado à fase positiva do ENSO (EN), indicando que este MVC contribui para precipitações anômalas em toda a região do SEAS. Entretanto, dados os resultados observados em Valente (2018), as diminuições de -45% e -44% do ENSO sem defasagem e com defasagem de três meses podem estar relacionadas à fase oposta do ENSO (LN). Contudo, recomenda-se maior cautela ao determinar a influência direta da fase LN no SEAS, pois a sua influência não necessariamente seria oposta à da fase EN. Portanto, é possível que a combinação LN e fase neutra, unidas à tendência negativa de 41% exercida pelo PSA contemporâneo, estejam atreladas a esta influência das estiagens no SEAS Uruguaio.

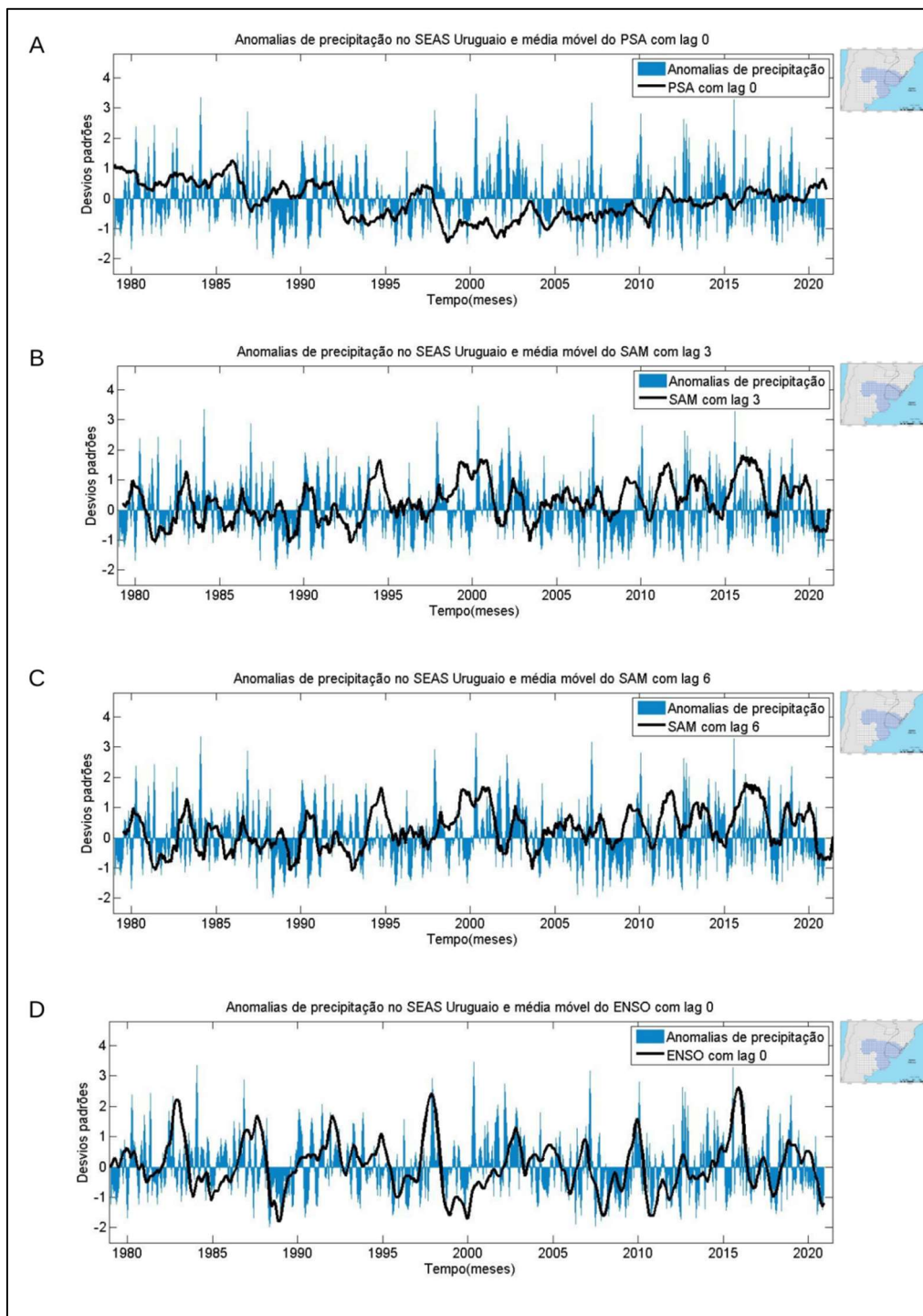
Como último regressor, observa-se uma pequena influência da Pressão Central Atual (ACP) da BMA, sendo esta a variação vertical média da BMA. Mantendo fixos os parâmetros dos demais MVC apontados como preditores, a variação de uma unidade mensal positiva no ACP resultaria em um aumento de 1,6% na precipitação anômala do SEAS. A Figura 52 G aponta seis episódios onde este parâmetro permaneceu acima da média concomitantemente com anomalias positivas no SEAS Uruguaio: 1981-82, 1987, 2002, 2003-04, 2009, 2014. Turner *et al* (2012) apontam para a tendência da BMA se diminuir o seu nível de pressão influenciada à tendência da fase positiva do SAM. Portanto, mesmo que pequena, esta influência tende a diminuir dada a mudança no padrão de comportamento dos MVC.

É importante ressaltar a aceitação dos preditores varia conforme o nível de significância adotado. A Tabela 7 exibe os valores de cada preditor e o respectivo nível de significância em que estes são aceitos.

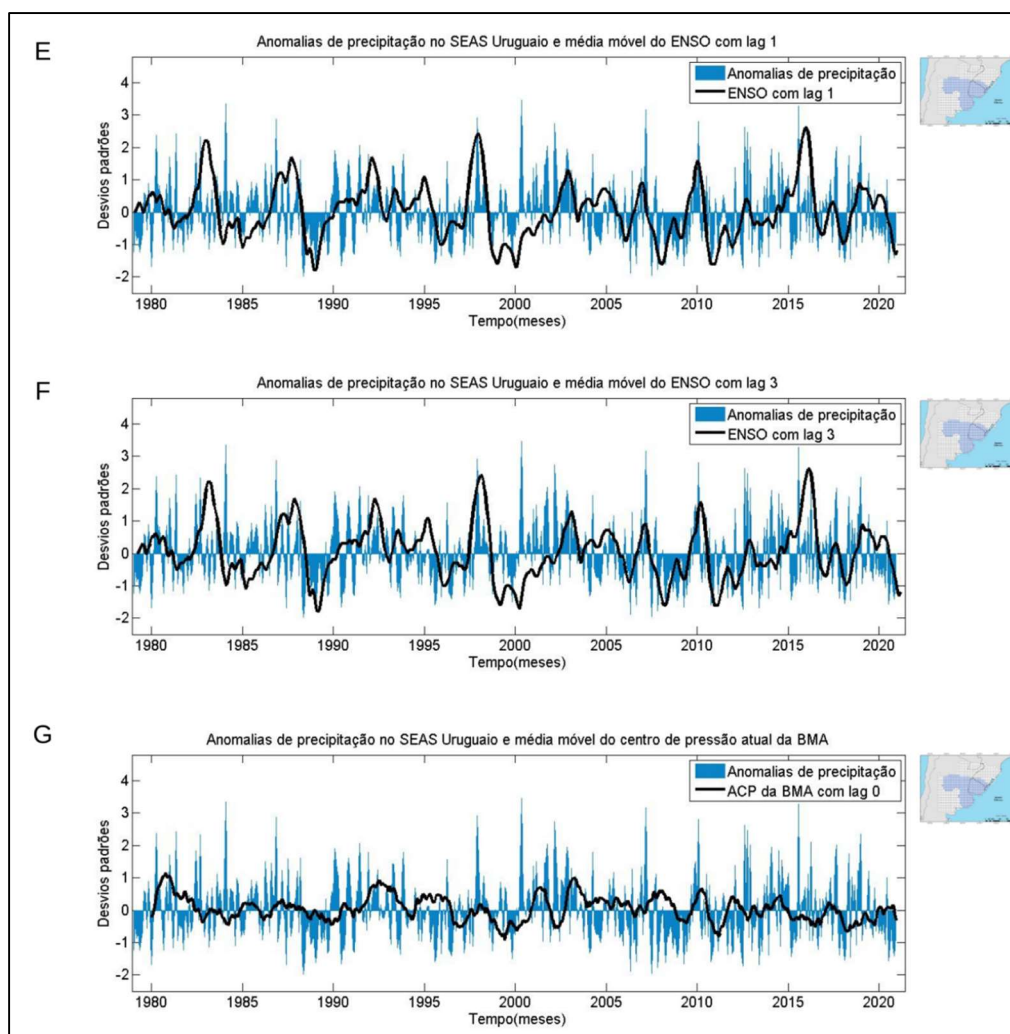
**Tabela 7** - Nível de significância dos preditores do SEAS Uruguaio.

<b>Preditores</b>	<b>Significância (%)</b>
Intercepto	5
PSA contemporâneo (defasagem 0)	5
SAM com defasagem de 3 meses	10
SAM com defasagem de 6 meses	10
ENSO contemporâneo	10
ENSO com defasagem de 1 mês	5
ENSO com defasagem de 3 meses	5
ACP/BMA contemporâneo	5

O  $R^2$  múltiplo deste modelo foi de 8,5%, apresentando um aumento em comparação com o SEAS Argentino, mas ainda assim se mantendo baixo. Da mesma forma como apresentado no outro modelo, isso pode ter ocorrido devido à diferença de escala das variabilidades individuais de cada MVC.

**Figura 52** – Séries temporais dos preditores da regressão do SEAS Uruguiaio.





Fonte: elaborado pelo autor.

### 5.3.3 REGRESSÕES COM DEFASAGENS PARA O SEAS BRASILEIRO

Para equação do modelo de regressão linear múltipla do SEAS Brasileiro, foram encontrados os preditores descritos na Tabela 8.

**Tabela 8** - Preditores selecionados para o modelo linear do SEAS Brasileiro.

Preditores	$\beta$	Erro padrão	t-valor	p-valor
Intercepto	7,829	9,498	0,824	0,410
`L(\`PSA index\`, 0:6).3`	-0,613	0,275	-2,232	0,026*
`L(\`SAM index\`, 0:6).1`	-0,052	0,028	-1,899	0,058 .
`L(ENOS_index, 0:6).1`	0,340	0,050	6,744	4,33e-11***
`L(BMA_ACP, 0:6).0`	0,013	0,007	1,734	0,083 .
`L(BMA_ACP, 0:6).1`	-0,021	0,008	-2,432	0,015*

Resíduos: Mín = -2,252; 1Q = -0,676; Med = -0,034; 3Q = 0,589; Máx = 2,926

\*\*\*p<0,001; \*\*p<0,01; \*p<0,05; p<0,1

Erro padrão residual = 0,9425, GL = 492

R<sup>2</sup> múltiplo = 0,1079, R<sup>2</sup> ajustado = 0,09882, F (5;492) = 11,9, p<0,001

Esse modelo, no formato de uma regressão linear, é expresso pela Equação 7:

### **Equação 7 - Modelo linear para o SEAS Brasileiro.**

*SEAS Brasileiro*

$$= 7,830 - 0,613 \text{ PSA LAG } 3 - 0,053 \text{ SAM LAG } 1 + 0,334 \text{ ENSO LAG } 1 \\ + 0,013 \text{ BMA}_{ACP} \text{ LAG } 0 - 0,021 \text{ BMA}_{ACP} \text{ LAG } 1 + \varepsilon$$

Assim como no setor uruguaio, o SEAS Brasileiro também apresentou o PSA como regressor, porém com uma defasagem sazonal (3 meses). Aqui também é possível verificar uma diminuição da precipitação anômala do SEAS Brasileiro (mantendo os demais parâmetros fixos). Entretanto, o valor do estimador neste modelo chega a -61,34%, ou seja, o aumento de uma unidade sazonal do PSA causaria uma diminuição de até 61% dos valores anômalos mensais da precipitação do SEAS Brasileiro. A Figura 53 demonstra esta influência temporalmente. Em outubro, novembro e dezembro de 1985; de março a agosto de 1988; em março de 1997; de dezembro de 2011 a fevereiro de 2012 e de setembro de 2019 a outubro de 2020 é possível observar a média móvel do PSA acima da média, ao passo que a precipitação anômala do SEAS Brasileiro mostra valores negativos três meses após a intensificação do PSA. Analogamente, períodos como 1992-95, 1998-99, 2002-03, 2009-10 representam o movimento contrário: uma queda na média móvel do PSA e precipitações com até 2,5 desvios padrões acima da média.

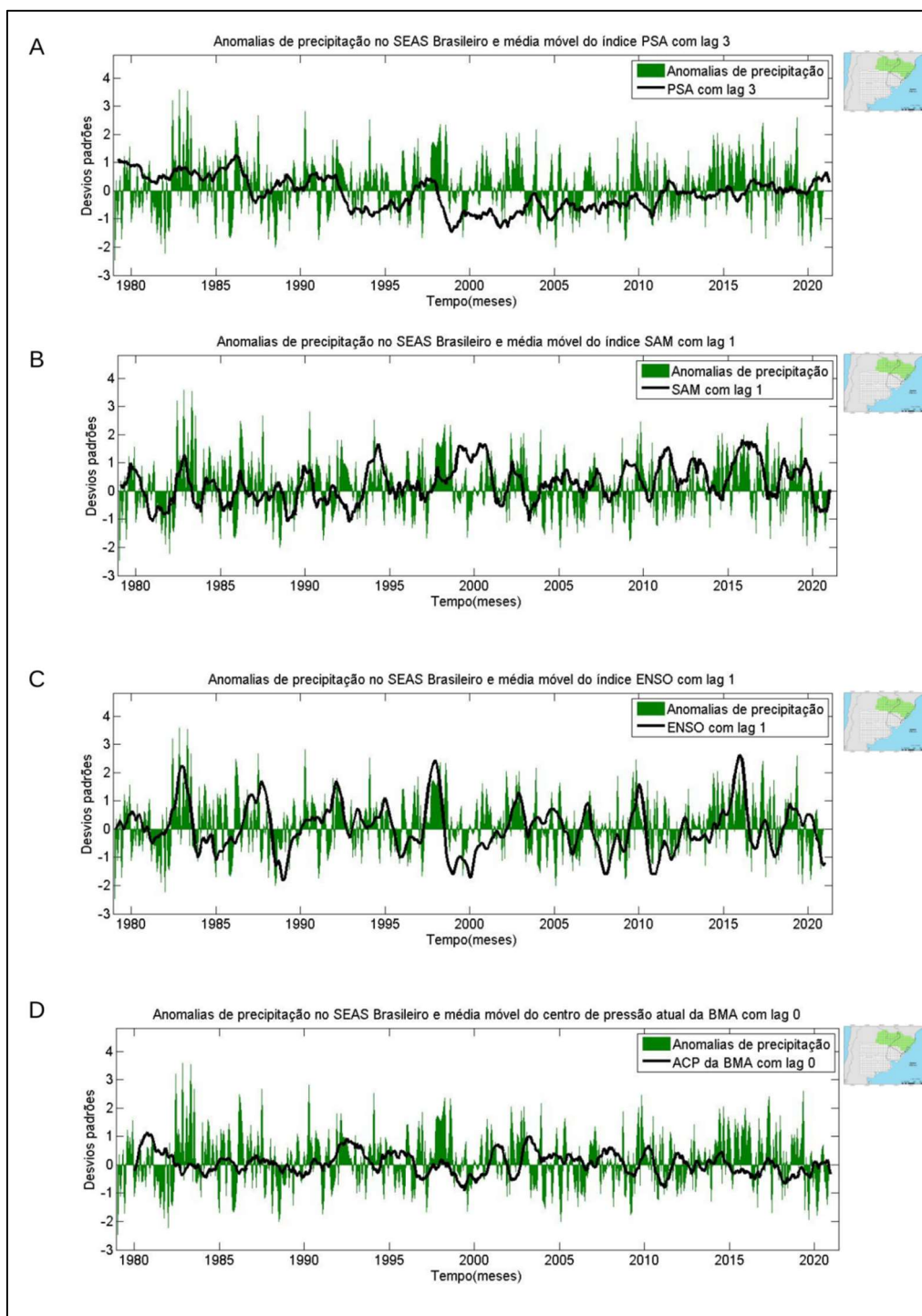
O SAM também apareceu na equação com um mês de defasagem. Entretanto, assim como nas demais regiões do SEAS, com um baixo valor de intercepto. Mantendo os demais parâmetros fixos e concordando com Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), Sansigolo (2010), Aquino (2012), o aumento de uma unidade na média mensal (SAM positivo) contribuiria com uma diminuição de 5% das anomalias de precipitação neste setor. Na Figura 53 B, somente verifica-se esse padrão entre 1999-2001, possivelmente devido à influência de uma LN forte, conforme apontado por Kousky e Bell (2000). A alta variabilidade do SAM não se apresentou bem demarcada à escala escolhida. Em trabalhos como os de Thompson e Solomon (2002), Marshall (2003), Jones *et. al* (2009), Fogt *et. al.* (2009) e Thompson *et. al* (2011), vemos que este é um MVC com oscilações mais fortes na escala diária/semanal.

Em contrapartida, o ENSO com o lag 1, nos mesmos critérios dos estimadores anteriores, apresentou um incremento de quase 34% na

precipitação do SEAS Brasileiro, propondo que esta região possui relações mais fortes com a fase positiva (EN) do que a negativa (LN). Além dos episódios de SUPER EN, bem demarcados na Figura 53 C, verifica-se a fase positiva coerente com o aumento de precipitação no SEAS na escala de um mês. Quanto à LN, esta influência aparece de maneira mais confusa, exibindo episódios como os de 1989, 2001, 2009, 2011 e 2018. Apesar de um evento de LN, há registros de anomalias positivas. Os resultados encontrados nas TO concordam esta afirmação, sugerindo que o padrão de LN gera anomalias negativas no setor Brasileiro do SEAS apresentou alterações, especialmente desde a década de 1980.

O índice ACP da BMA, nesta região, apresentou os dois últimos interceptos, sendo um deles contemporâneo (diretamente proporcional às anomalias do SEAS Brasileiro) e o outro com defasagem de um mês (inversamente proporcional às mesmas anomalias). No item 5.2.2, é vista uma concordância das anomalias de GPT e Vv entre o SEAS Brasileiro, onde as duas regiões variaram da mesma maneira com correlações baixas. Isto reforça os baixos valores encontrados nestes interceptos. Além disso, a Figura 53 D apresenta episódios onde a relação das anomalias de precipitação foi diretamente proporcional à variação da pressão central média da BMA. Em 1993-94, 2003, 2010, 2014, observam-se registros anormalmente positivos no SEAS Brasileiro, ao passo que a BMA apresenta valores mais altos que a média. Da mesma forma, com uma defasagem de um mês, verificam-se anomalias positivas quando a BMA estava mais baixa, como em 2002 e 2015-16. Por ser uma região influenciada por todos os MVC aqui abordados, este é um indício de que a BMA funcione como uma região de variação similar ao SEAS, sendo útil para monitoramento de frentes e sistemas vindos do polo.

**Figura 53** – Séries temporais dos preditores da regressão do SEAS Brasileiro.



Fonte: elaborado pelo autor.

O  $R^2$  múltiplo da regressão do setor brasileiro foi o maior dentre todas as regiões do SEAS, explicando quase 11% das variações anômalias da precipitação. É importante ressaltar que, devido às anomalias não terem a mesma frequência dos valores médios e por ter sido analisados MVC oriundos de diferentes partes do globo, influenciados pela oscilação de um grande

número de variáveis presentes na atmosfera, é considerável aceitar a complexidade destes valores do  $R^2$  múltiplo.

Por fim, a Tabela 9 ressalta que a aceitação destes interceptos varia conforme o nível de significância deles. Entretanto, ao nível de 90% de confiança (10% de significância), todos os interceptos são aceitos.

**Tabela 9** - Nível de significância dos preditores do SEAS Brasileiro.

<b>Preditores</b>	<b>Significância (%)</b>
Intercepto	10
PSA com defasagem de 3 meses	5
SAM com defasagem de 1 mês	1
ENSO com defasagem de 1mês	0,01%
ACP/BMA contemporâneo	1
ACP/BMA com defasagem de 1 mês	5

## **5.4 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS DE 1951 A 2020**

Baseado no que foi encontrado nos itens anteriores, é perceptível que o PSA exerce algum tipo de influência na precipitação anômala do SEAS, vista a sua presença nas regressões lineares encontradas no item 5.3. Entretanto, em função do índice BMA, o período utilizado para as regressões no subcapítulo anterior foi de 1979 – 2020. Visando estabelecer uma relação mais direta entre o PSA e o SEAS, este capítulo considerou a variabilidade apenas do PSA em todo o período proposto para a análise.

### **5.4.1 O COMPORTAMENTO DO PSA**

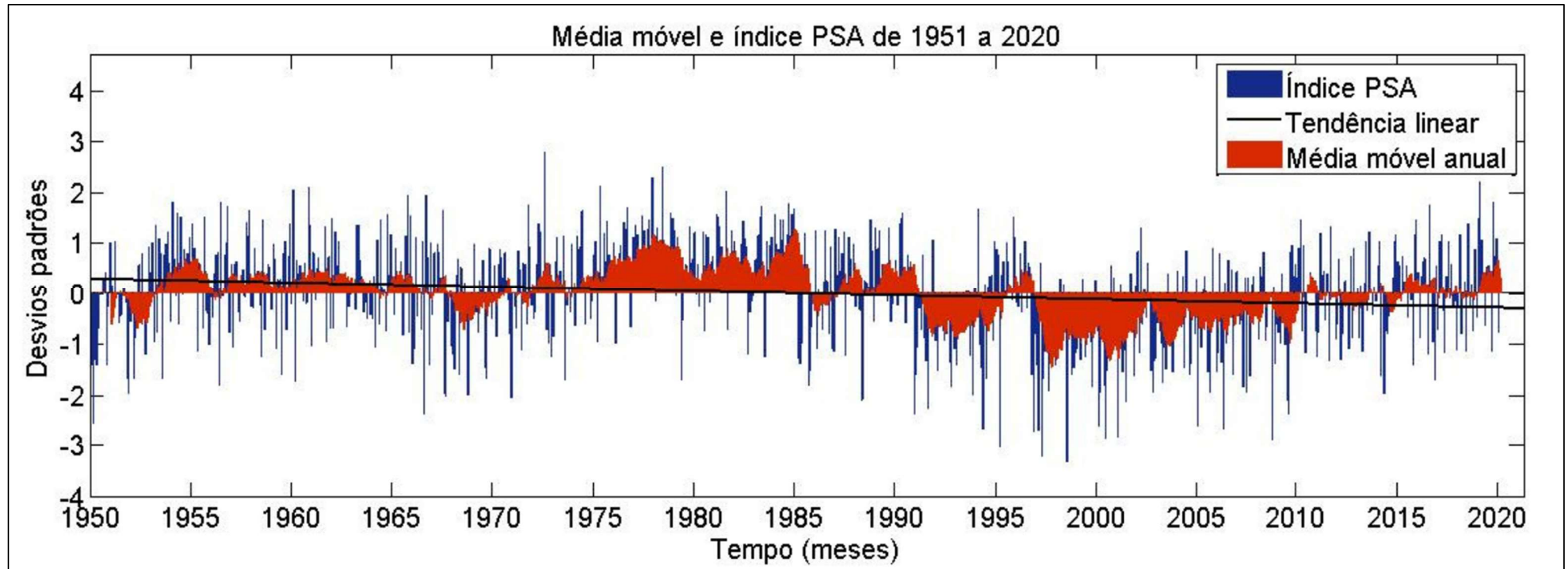
Inicialmente, a Figura 54 demonstra o índice PSA, sua tendência linear e sua média móvel de um ano. A variabilidade deste MVC destaca diferentes comportamentos ao longo dos setenta anos analisados. Entre 1951-1974, o PSA exibiu valores mensais próximos de zero (média), indicando pouca intensidade, com a maior parte dos meses entre de 0,5 e 1 desvio padrão acima da média. A partir de 1974-75, houve o maior período de anomalias positivas no índice PSA, onde alguns registros mensais ultrapassaram 2 desvios padrões e a média móvel anual, mesmo mais suavizada, ficou em torno de um desvio acima da média. Este comportamento perdurou de 1974 até 1985, onde vemos o maior ponto de inflexão na série.

A partir de 1985, vemos uma mudança na tendência linear, onde ela cruza o eixo zero e assume tendência negativa. Mesmo com alguns episódios positivos durante a década de 1980 e 1990, o PSA agora exibiu valores médios de um desvio padrão abaixo da média, com meses chegando a atingir 3 desvios padrões abaixo da média, como outubro de 1997 e março de 1998, concordando com Mo e Paegle (2001) sobre a relação deste MVC ser influenciada por episódios intensos do ENSO.

Durante a década de 2000, o PSA manteve sua média móvel em -1,3 desvios abaixo da média, com episódios mensais abaixo de dois desvios padrões negativos, como janeiro e dezembro de 2001 (-2,6 e -2,9, respectivamente); setembro de 2003 (-1,95 desvio padrão); dezembro de 2005 (-2,6); março de 2007 (-2,7) e agosto de 2009 (-2,8). Além destes mínimos relativos, o intervalo entre 2001 e 2005 apresentou anos com quase todos os meses negativos. A maior parte dos poucos registros positivos ocorreu nas estações de transição, especialmente no outono.

Após 2010, o PSA a média móvel do PSA voltou a oscilar entre períodos positivos e negativos de maneira semelhante a do início da série temporal, porém mais fraca. Os valores negativos ainda eram mais intensos que os positivos, porém estes agora já apareciam em maior número. Esta mudança indicou uma alteração maior na intensidade do que na frequência dos registros mensais. É válido ressaltar que o mesmo padrão de comportamento do atual foi exibido entre 1965-74 antes de uma mudança brusca de comportamento para a fase negativa. Os dois últimos anos da série passaram a exibir casos mensais até dois desvios acima da média, exibindo flutuações entre 30 e 50 dias como atestou Kidson (1999), o que indica uma melhor detecção deste MVC na escala intrasazonal, como Mo e Paegle (2001) apontaram.

**Figura 54** - Série temporal com a média móvel e tendência linear do índice PSA.



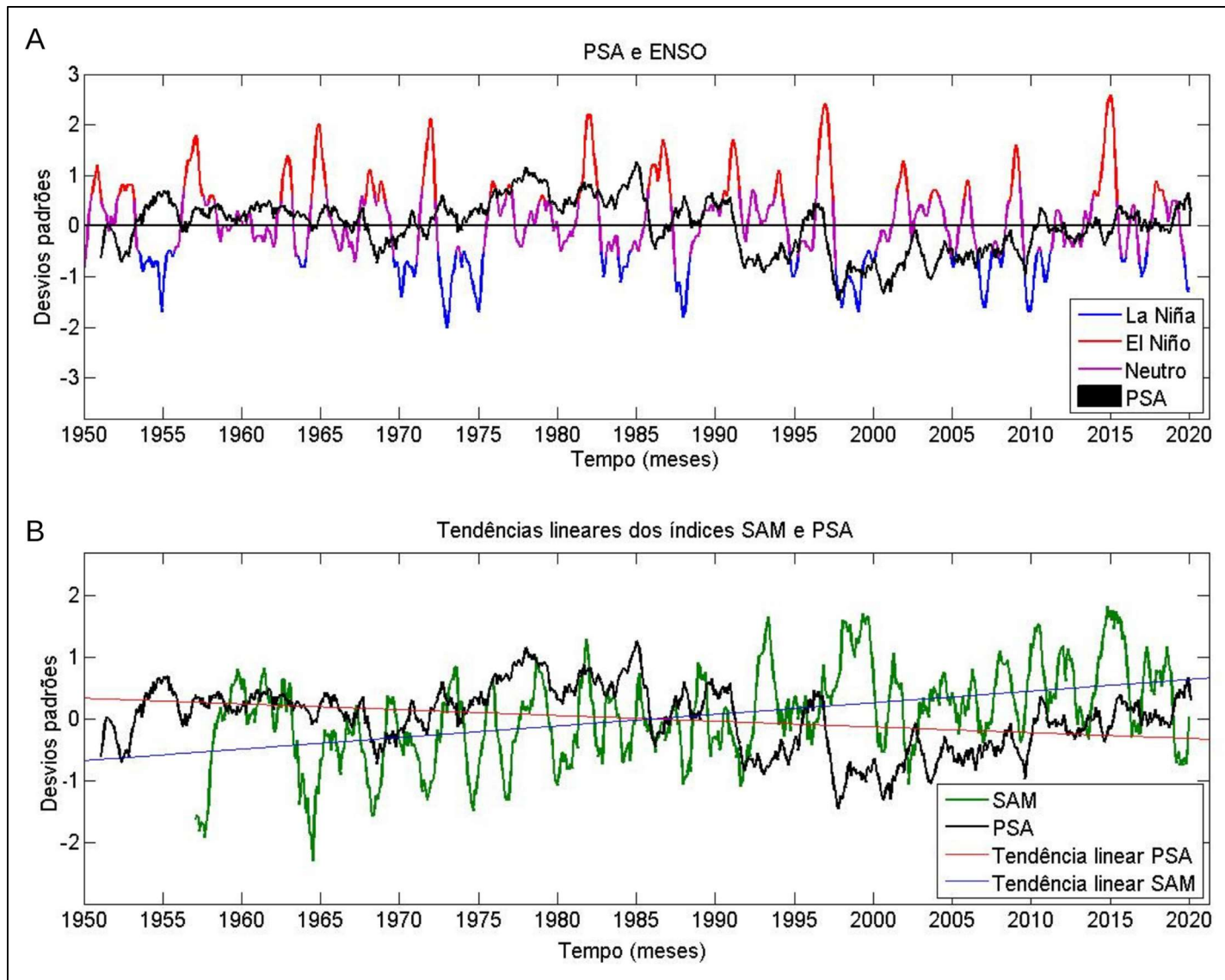
Fonte: elaborado pelo autor.

Por se tratar de um MVC subtropical, com influências tanto dos trópicos quanto do polo, a Figura 55 apresenta a relação entre do PSA com o ENSO e com o SAM, respectivamente. Na Figura 55 A, o primeiro ponto notável é uma variação inversa entre o PSA e a fase LN, onde, em todos os casos de LN ocorridos entre 1950 e 1987, o PSA apresentou valores acima da média. Após 1987, dois anos depois da mudança de tendência do PSA para a fase negativa, este padrão se interrompe e, tanto o PSA quanto a fase LN do ENSO agora variam abaixo da média.

Nota-se que, em alguns episódios de EN após a década de 1990, a flutuação negativa do PSA parece ter cooperado para um incremento do aumento das temperaturas de superfície marinha no Pacífico equatorial, onde vemos uma ligeira queda no índice PSA até três meses antes do pico de um evento de EN. Esta mesma relação é vista com a fase neutra do ENSO, mesmo que não tão intensa quanto o EN, também é possível visualizar a mesma relação inversamente proporcional. Mo e Paegle (2001) apontaram que o PSA, especialmente o PSA 1, possui relação direta com as anomalias de TSM do Pacífico Equatorial, sendo esta versão do PSA uma resposta subtropical à variabilidade interanual do ENSO que, além de contribuir com anomalias positivas de precipitação no SEAS, também explicaria cerca de 20% da variância total de precipitação no HS. Portanto, podemos dizer que esta mudança no padrão PSA após 1985 e a sua conexão com as fases neutra e EN estão relacionadas ao padrão PSA 1.



**Figura 55** - Comparação da média móvel do índice PSA com os índices ENSO (A) e SAM (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

No que tange à relação PSA x SAM, a Figura 55 B apresenta a influência dos polos neste MVC. O grande destaque desta figura são as linhas de tendência linear das duas oscilações. Sabemos que Thompson e Solomon (2002), Marshall (2003), Jones *et. al* (2009), Fogt *et. al.* (2009) e Thompson *et. al* (2011) encontraram uma tendência à fase positiva do SAM iniciando entre as décadas de 1960 e 1970 e se intensificando a partir da década de 1980. Entretanto, na Figura 55 percebemos que, em 1985, há uma mudança de tendência mútua entre os dois MVC, onde a tendência linear do SAM ultrapassa a média (valor zero do eixo y) e assume tendência positiva enquanto o PSA faz o movimento oposto, tendendo à fase negativa. Após 1985, a diferença entre as duas oscilações se acentua e o PSA assume os seus valores mais negativos na série no mesmo momento que o SAM assume seus valores mais positivos. Junto a tudo isto, especialmente entre 1995 e 2000, temos um episódio de SUPER EN que elevou o índice PSA antes de seu acontecimento e uma LN subsequente que, unida ao aumento do índice SAM, fez os valores mensais do índice PSA atingirem seu mínimo absoluto dentro do período estudado.

Logo, podemos afirmar que o SAM é o principal responsável por esta mudança na tendência do PSA, bem como a fase positiva do ENSO (EN) parece funcionar como um mecanismo de quebra entre a relação SAM x PSA, onde a forçante tropical se torna mais forte que a polar.

#### **5.4.2 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS ARGENTINO**

Os resultados do THNP de Alexandersson apontaram que o ápice da quebra estrutural do padrão de anomalias de precipitação do SEAS Argentino ocorreu em 1982. As TO indicaram a intensificação das anomalias positivas a partir desta data, bem como o aumento da frequência das chuvas extremas. No entanto, nenhum preditor relativo ao PSA foi encontrado para a equação da regressão linear múltipla gerada para este setor da área de estudo. Contudo, isto não significa que o PSA não exerça algum tipo de influência na região.

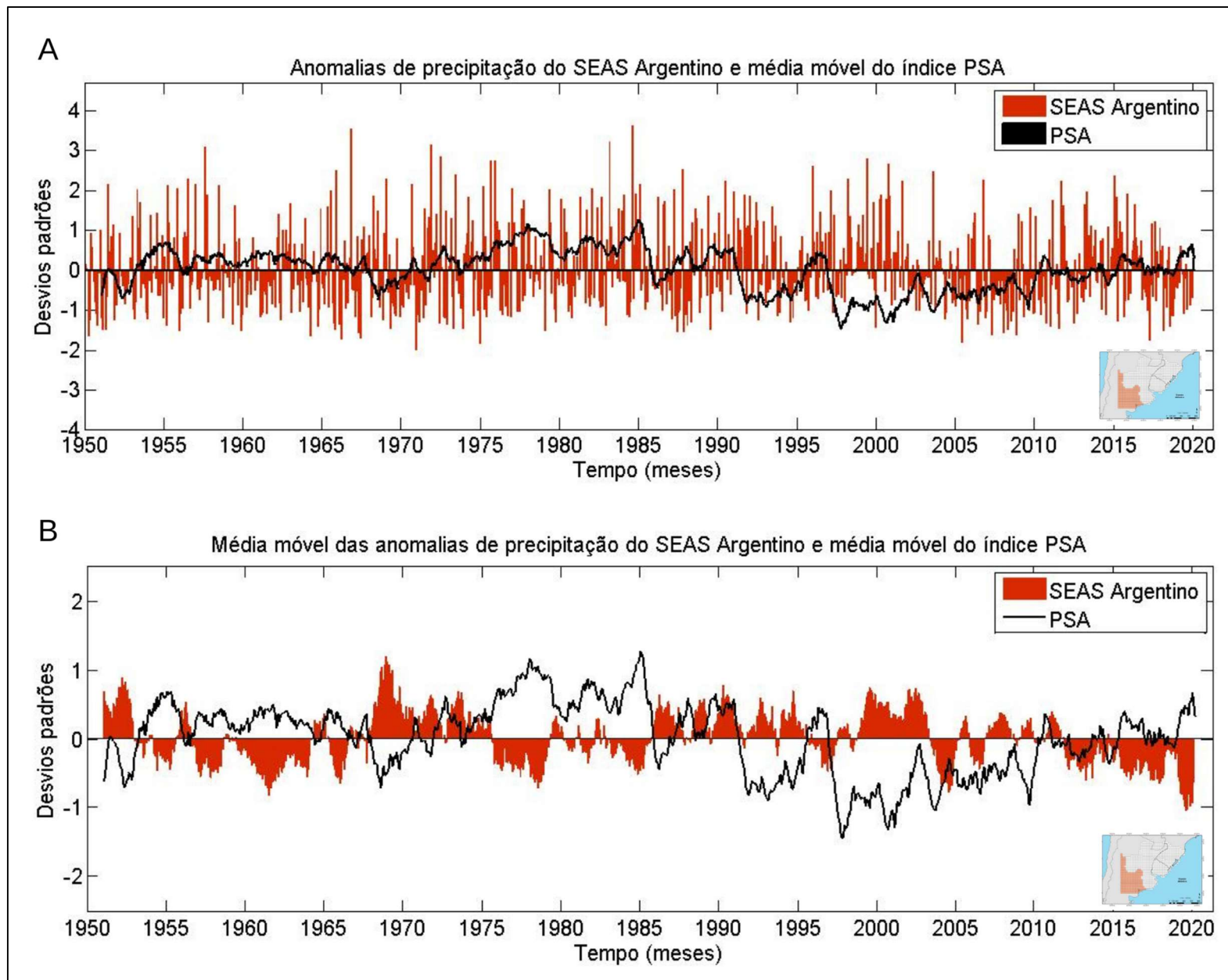
A Figura 56 A apresenta as anomalias de precipitação ocorridas nesta região e a média móvel do índice PSA, bem como a Figura 56 B demonstra as médias móveis anuais de ambos os dados. Em ambas, destaca-se a relação

inversamente proporcional entre o SEAS Argentino e o índice PSA durante todo o período estudado. Houve apenas três momentos em toda a série que o PSA e as anomalias de precipitação variaram diretamente: 1971-73, 1988-91 e 2013. No restante, a relação se manteve inversamente proporcional. Ressaltam-se os intervalos de 1975-85, onde houve a mudança tanto no padrão de precipitação no SEAS quanto do próprio comportamento do PSA, como também entre 1997-2004 onde, quanto mais negativa se encontrava a fase negativa do PSA, maiores foram os aportes de chuva no SEAS Argentino.

A relação entre o SEAS Argentino e o PSA sugere que este MVC afete esta região, porém esta influência parece ser mascarada pela fase EN do ENSO, visto que dois dos três eventos de SUPER EN ocorridos após 1980 foram de crucial importância, seja por uma mudança nos padrões de precipitação, seja pela mudança no comportamento dos centros de ação e na intensidade do PSA. Entretanto, durante o último evento de SUPER EN (2014-16), não vemos o mesmo comportamento inversamente proporcional nem a intensidade dos interiores. Portanto, considerando os resultados de *Geraldi et al.* (2010), *Zalazar et al.* (2013), *Aliaga et al.* (2016) e *Maenza et al.* (2017) e o que fora encontrado nos itens 5.1 e 5.3, podemos dizer que a relação entre o PSA e o SEAS Argentino se deu de forma oposta, sendo o PSA mascarado pela variabilidade do ENSO, especialmente eventos intensos de EN e SUPER EN.

Quando comparamos a figura Figura 56 com a Figura 55, é possível visualizarmos melhor esta influência. De fato, o PSA aqui atua como um agente de intensificação da precipitação anômala no setor argentino influência por uma conexão trópico-polo, onde o ENSO influencia o PSA com sua fase EN no Equador e a fase negativa do SAM, principal responsável pela alteração na tendência do PSA, faz o mesmo ao redor da Antártica. Por ser a região mais ao sul do SEAS, o setor argentino recebe as frentes oriundas dos polos em épocas de SAM + (padrão de onda 3) com mais intensidade, auxiliado pela flutuação do PSA, conforme os padrões de GPT, Vu e Vv vistos no item 5.2.

**Figura 56** - Comparação da variabilidade mensal da precipitação do SEAS Argentino com o índice PSA (A) e média móvel (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

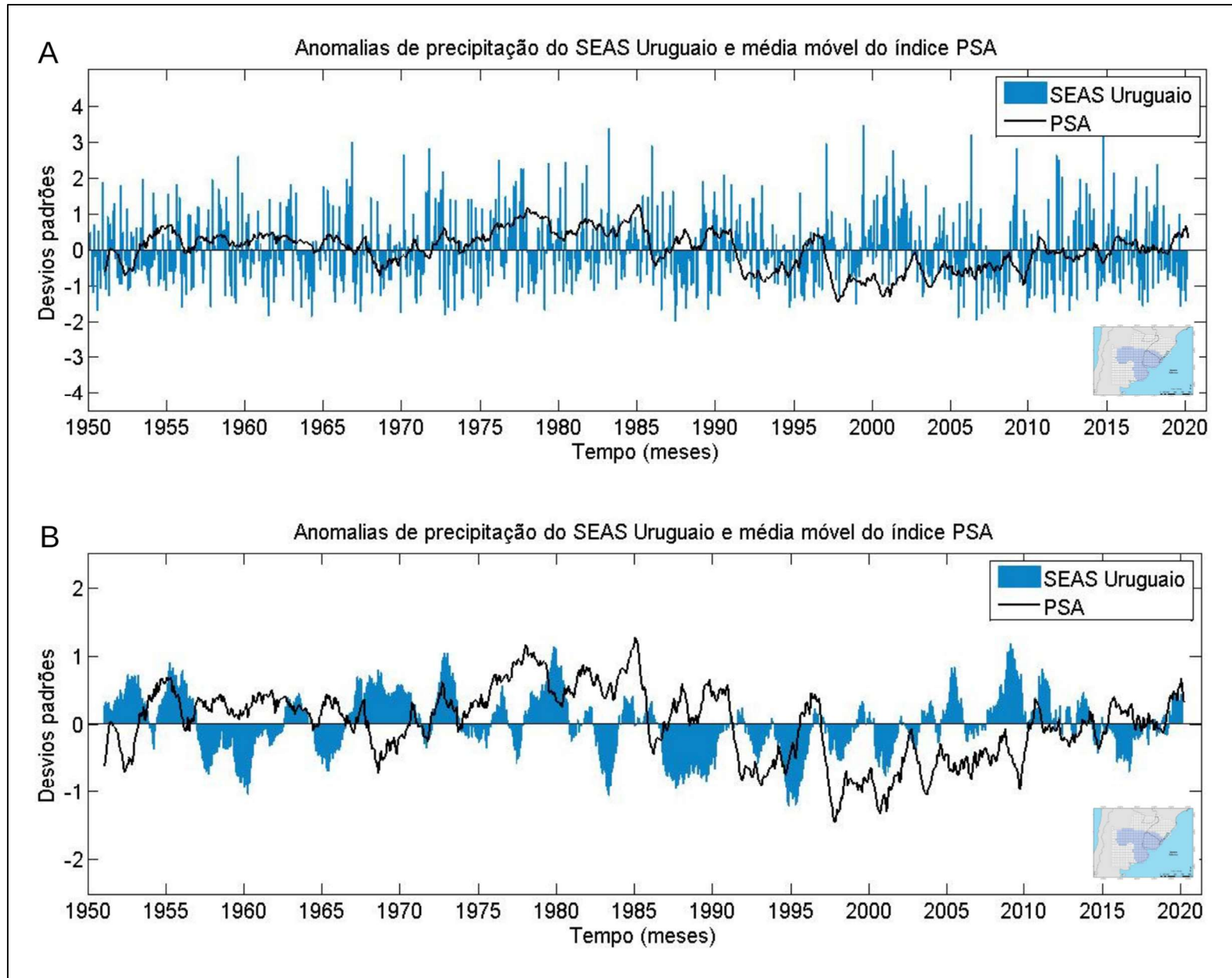
### 5.4.3 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS URUGUAIO

Mesmo não encontrando nenhuma quebra estrutural na série temporal do SEAS Uruguiaio, o item 5.3.2 apresentou o PSA contemporâneo como um dos seus preditores mais influentes. Na Figura 57, observa-se que a relação entre o MVC e esta região ocorreu de maneira distinta a do setor argentino. Houve momentos em que o comportamento das duas séries temporais variou inversamente, assim como em outros a variação ocorreu de maneira direta. Dada que a defasagem selecionada para a regressão foi nula (a influência é contemporânea), pode-se analisar a série temporal cruzando os valores mensais diretamente.

Em alguns momentos, a variação do SEAS Uruguiaio e do índice PSA se deu de forma direta, como entre 1953-58, 1972-73, 1978-81, 1993-96, 1998-2001, 2011-13 e 2019-20. Nestes episódios, foram visualizados desvios padrões de até 2 unidades acima da média na precipitação desta região no período 1978-81 e, no restante, a grande maioria dos meses ficou em torno de um desvio acima da média. Entre 1993 e 1996, a Figura 57 B ressaltou anomalias negativas de até -1 desvio padrão na precipitação enquanto a média móvel do PSA oscilou em torno de -0,7 a -0,5 desvios abaixo da média. Entre 1998-2001, mínimo absoluto da média móvel do PSA, o SEAS Uruguiaio registrou anomalias negativas de até -0,5 desvios abaixo da média.

No restante da série temporal, predominou a relação inversa entre os dois dados. O SEAS Uruguiaio foi mais fidedigno à influência das fases do ENSO descritas por Ropelewski e Halpert (1987; 1989); Grimm, Ferraz e Gomes (1998) e Grimm, Barros e Doyle (2000), apresentando redução (aumento) nas anomalias de precipitação em episódios de LN (EN). Percebe-se, então, que, até a mudança na tendência do padrão PSA (1985), o SEAS Uruguiaio foi diretamente proporcional à oscilação do PSA durante eventos de EN e, a partir de 1985, esta mesma relação ocorreu em períodos de LN.

**Figura 57** - Comparação da variabilidade mensal da precipitação do SEAS Uruguiaio com o índice PSA (A) e média móvel (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

O padrão de precipitação do SEAS Uruguaio sugere de forma mais coerente o que foi visto no item 5.3.2, onde o PSA contemporâneo contribui diretamente para a redução das anomalias, visto a intensificação do MVC após a mudança de tendência, e o ENSO com 1 e 3 meses de defasagem atuam como o modulador principal. A atuação conjunta (concomitante e defasada) de ambos os MVC pode ser a razão na qual o SEAS Uruguaio não tenha apresentado uma quebra estrutural, pois, estando este setor do SEAS entre a região mais ao sul (maior influência do SAM) e o setor brasileiro (mais ao norte, maior influência do ENSO), a flutuação dos três MVC tenha atuado como um inibidor da influência de cada MVC em diferentes momentos.

#### **5.4.4 INFLUÊNCIA DO PSA NO SEAS BRASILEIRO**

No item 5.1.3, constatamos que o SEAS Brasileiro apresentou uma quebra estrutural no padrão de anomalias de precipitação entre 1981-82. Analogamente, em 5.3.3 foi verificado que o PSA com defasagem de três meses é o preditor de maior variação no modelo de regressão linear múltipla encontrado para o SEAS Brasileiro. Na Figura 58, são exibidas as variações de ambos os dados para o período analisado.

Nos primeiros anos das séries temporais, percebeu-se que a precipitação anômala do SEAS Brasileiro variou diretamente com a flutuação do PSA. Entre 1955 e 1969 (Figura 58 B), notamos a maior frequência na média móvel de anomalias positivas de precipitação com picos em um desvio padrão positivos e casos mensais de até 3 desvios padrões acima da média (Figura 58 A). A partir de 1968, as anomalias de precipitação começaram a diminuir ao passo que o índice PSA se encontrava abaixo da média. A partir de 1970, o índice PSA entrou em crescimento, atingido um máximo relativo em 1978, outro em 1981-82 e o seu máximo absoluto (1,3 desvios padrão positivo) em 1985. Durante todo este período, as médias móveis exibiram valores em torno de 1 desvio positivo. Entretanto, quando analisamos mensalmente, encontramos os maiores aportes mensais de precipitação entre outubro de 1981 e outubro de 1982 (ponto de quebra estrutural do SEAS Brasileiro), com episódios acima de 3 desvios acima da média. Com a mudança no padrão do SEAS Brasileiro, veio também uma mudança no padrão PSA. Entretanto, aqui percebemos que a combinação da quebra estrutural do SEAS Brasileiro

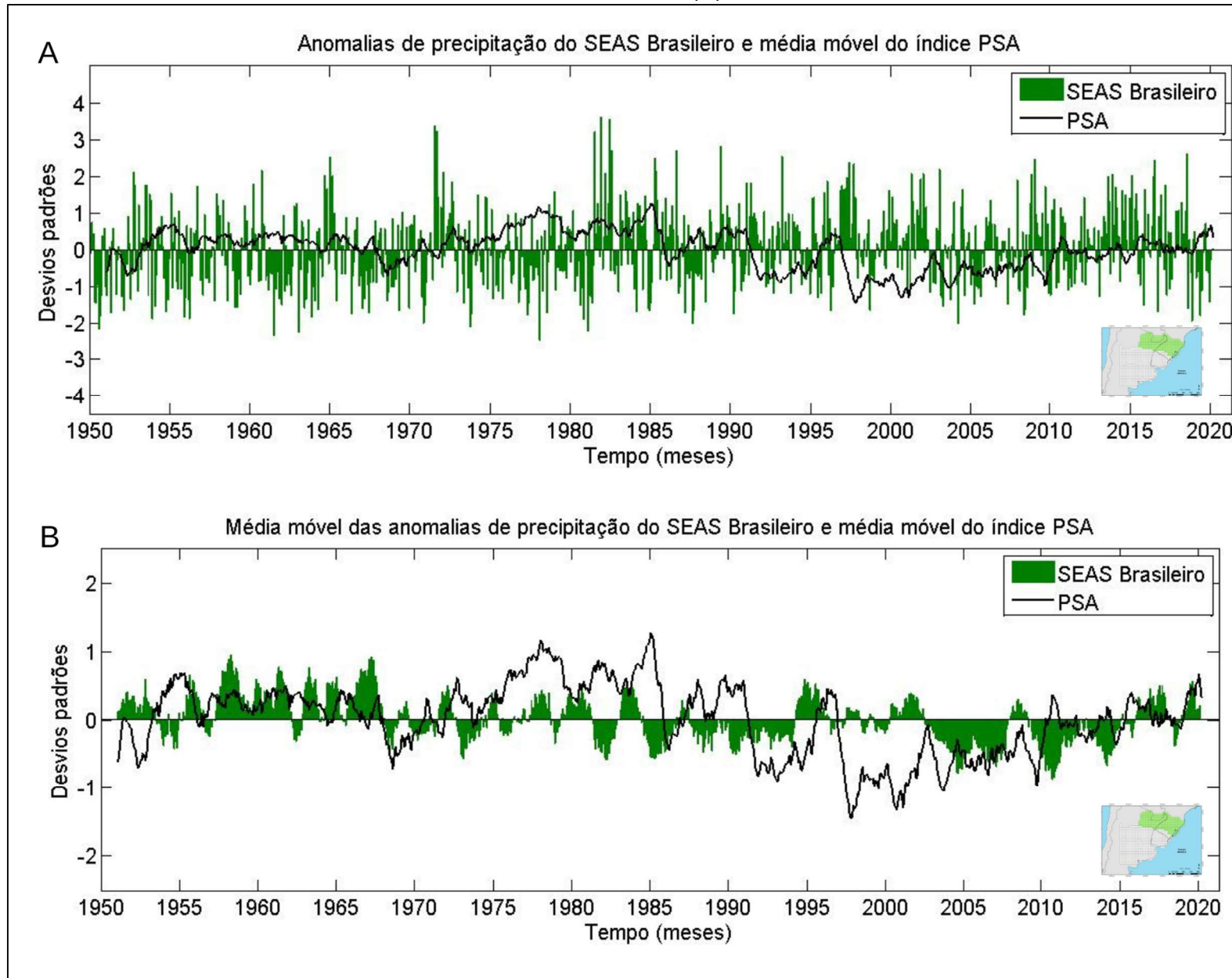
causada pelo SUPER EN de 1982-83 e a mudança de tendência do PSA causada pela inversão da tendência do SAM em 1985 fez com que a influência do PSA neste setor do SEAS voltasse a ocorrer de maneira direta até meados de 1987.

Viana *et. al.* (2006) ressaltou a mudança nos aportes sazonais médios do RS, pertencente ao SEAS, durante a década de 1970. Da mesma maneira, Cavalcanti (2000) apresentou anomalias no jato subtropical que guia frentes à região do SEAS desde que haja baixa pressão, favorecendo o incremento de precipitação, especialmente no verão. No item 5.3.3, vemos que o PSA influencia o SEAS Brasileiro de maneira inversamente proporcional com três meses de defasagem entre as anomalias. É possível visualizar este comportamento em momentos anteriores à quebra estrutural. Entretanto, ele se torna mais frequente após 1981-82, exibindo casos onde o MVC varia de três a 3 a 5 meses antes de uma mudança na média móvel das chuvas no SEAS Brasileiro.

A relação inversa entre as duas séries temporais se intensifica entre 1987 e 1993 e volta a ocorrer entre 1995 até 2002 (Figura 58 B). Após 2002 (tendo passado por um evento de SUPER EN e uma LN forte de quase três anos), a variação passou a ser direta até meados de 2008, onde esta enfraquece até retomar o padrão inversamente proporcional a partir de 2011 e seguir neste até o final de 2018. Esta inversão na variação das duas séries temporais, também vista no SEAS Uruguaio em menor intensidade, sugere que a influência do ENSO altere a influência do PSA no SEAS Brasileiro conforme casos, tanto de EN quanto de LN, fortes. Foi visto em 5.4.1 que a relação entre o PSA e a fase LN deixou de ser inversamente proporcional a partir de 1985 e que a sua relação com o EN se tornou mais direta por volta da mesma época. Logo, a posição do SEAS Brasileiro e a sua relação maritimidade x continentalidade, unida à influência defasada sazonal do PSA e a forte variação causada pelo ENSO, parecem ser a resposta para a quebra estrutural desta região e a intensificação e aumento de frequência das anomalias positivas do novo padrão.



**Figura 58** - Comparação da variabilidade mensal da precipitação do SEAS Brasileiro com o índice PSA (A) e média móvel (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

Sabe-se que o SAM negativo também funciona como um fator de incremento na precipitação anômala positiva do SEAS Brasileiro. Considerando os resultados de Cavalcanti (2000) a respeito das anomalias de jato subtropical na região do SEAS Brasileiro, podemos dizer que o PSA facilita que o padrão de onda 3 encontrado em Raphael (2004), onde vemos a BMA exibir valores mais baixos, e chegue ao SEAS com mais facilidade quando o padrão PSA está ativo. Entretanto, este movimento é fortalecido em períodos de EN, que facilita a ocorrência de baixas pressões da região e contribua para maiores aportes de chuva mensais. Assim, podemos dizer que a combinação SAM negativo e BMA mais baixa amplifica as anomalias de precipitação no setor brasileiro quando o PSA está ativo, especialmente na fase negativa, e o ENSO em EN gera baixas pressões na região. Logo, de todas as regiões do SEAS Brasileiro, esta seria a área de maior influência e atuação entre as conexões trópico-polo.

## **5.5 INFLUÊNCIA CONJUNTA DO ENSO, SAM E PSA NA PRECIPITAÇÃO DO SEAS**

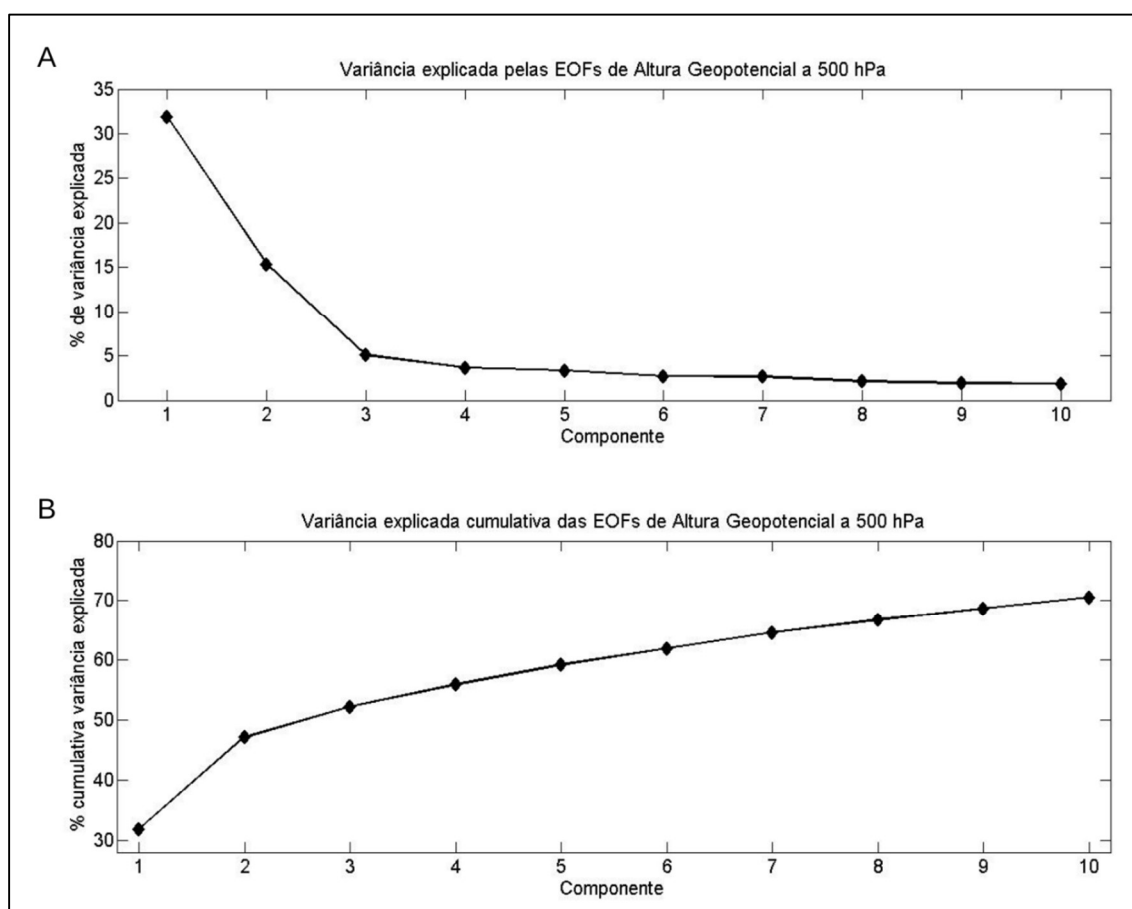
### **5.5.1 ALTURA GEOPOTENCIAL**

Para avaliar a influência conjunta dos MVC no SEAS, foram utilizados os resultados obtidos pelo modo S das EOF's. Ressalta-se que os *loadings* foram selecionados com base em dois critérios de corte: total acumulado da variância explicada ser superior a 70% ou a diferença entre o *loading* anterior e o próximo ser superior ao dobro do anterior. Com base em Yuan e Li (2008) e também para uma visualização básica de todos os MVC, a principal EOF gerada foi a de GPT a 500 hPa. Para esta EOF, foram destacados os três primeiros componentes, visto que, conforme a Figura 59, os mesmos representam 52% da variância total explicada.

Na Figura 60, foram espacializadas as três primeiras componentes. Na primeira, ressalta-se o dipolo entre os trópicos e subtropicais, onde, entre 30° S e 50° S, notaram-se regiões inversamente sensíveis às variações de GPT ocorridas no equador. A posição destas áreas de maior variação negativa, bem como os resultados encontrados nos itens 5.2 e 5.3 e as EOFs geradas por

Viana (2015), sugerem uma relação inversamente proporcional entre o ENSO e o PSA em torno de -75%, especialmente no oceano Pacífico. Nos subtrópicos, também há uma região de maior variação negativa no oceano Índico, provavelmente indicando o que Freund *et. al.* (2019) e Hameed, Dachao e Thilakan (2018) encontraram a respeito do dipolo do oceano Índico estar relacionado a eventos de SUPER EN.

**Figura 59** - Variância explicada (A) e acumulada (B) dos componentes da EOF de Altura Geopotencial a 500 hPa.



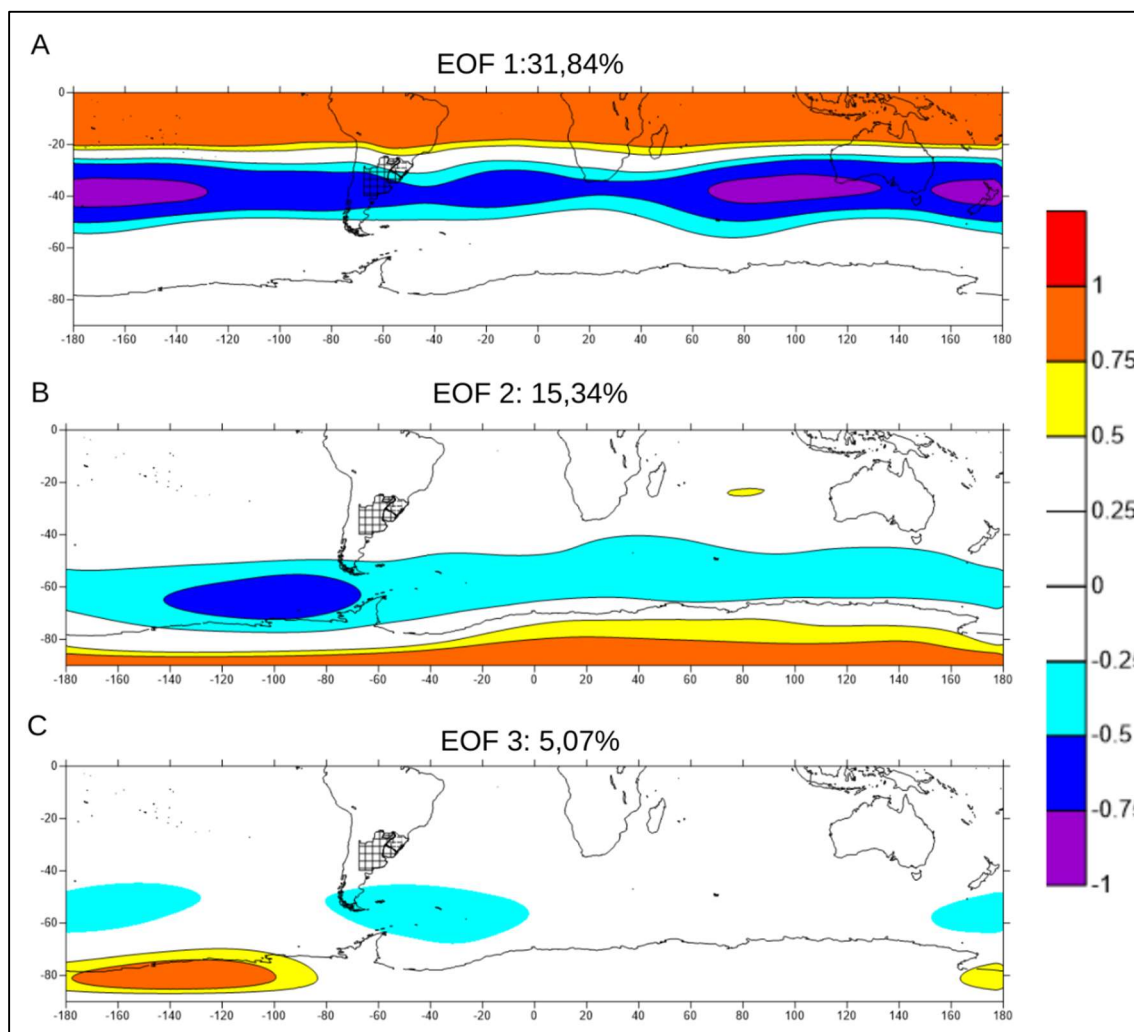
Fonte: elaborado pelo autor.

Na segunda componente (Figura 60 B), vemos as oscilações da componente polar do HS, onde, igualmente, uma relação inversa foi registrada entre o interior e a periferia da Antártica. Nela, vemos a região da BMA em destaque (entre -50% e -75% de correlação), indicando que, quanto mais alta for a anomalia de GPT no interior da Antártica, mais baixa estará a BMA. Esta variação, conforme Turner *et. al* (2012), aponta a influência do padrão SAM negativo na Antártica, onde as altas pressões ficam no interior do continente ao passo que as baixas se localizam ao redor do oceano Austral. Pela região da

BMA também compor a região do PSA e este não possuir centros de ação fixos, podemos considerar a presença do PSA nas duas primeiras componentes desta EOF.

Na terceira e última componente em destaque (Figura 60 C), vemos parte do que fora analisado nas duas primeiras componentes. A relação inversa entre a região da BMA e os demais setores que compõem o PSA, com correlações negativas nas três componentes na região dos subtropicais, não só mostram a relação inversa entre esta região e o MVC, como também compõem a região média de atuação do PSA, porém de maneira contrária à atuação do mesmo, evidenciando uma variação positiva no setor da BMA e negativa nos oceanos. Isto pode estar atrelado à tendência da fase positiva do SAM a partir da década de 1980, evidenciando assim a mudança na tendência do PSA vista no item 5.4. Neste cenário, mesmo que explique apenas 5% da variância total das anomalias de GPT a 500 hPa para todo o HS, esta componente destaca o quanto as mudanças no SAM (MVC polar com maior área de atuação) estão modificando não só MVC's menores, como também regiões críticas dentro da própria Antártica, alterando simultaneamente, os polos e subtropicais de maneira inversa e contribuindo para mudanças de padrões de MVC e quebras estruturais no SEAS.

**Figura 60** - Componentes principais da EOF de altura geopotencial a 500 hPa.



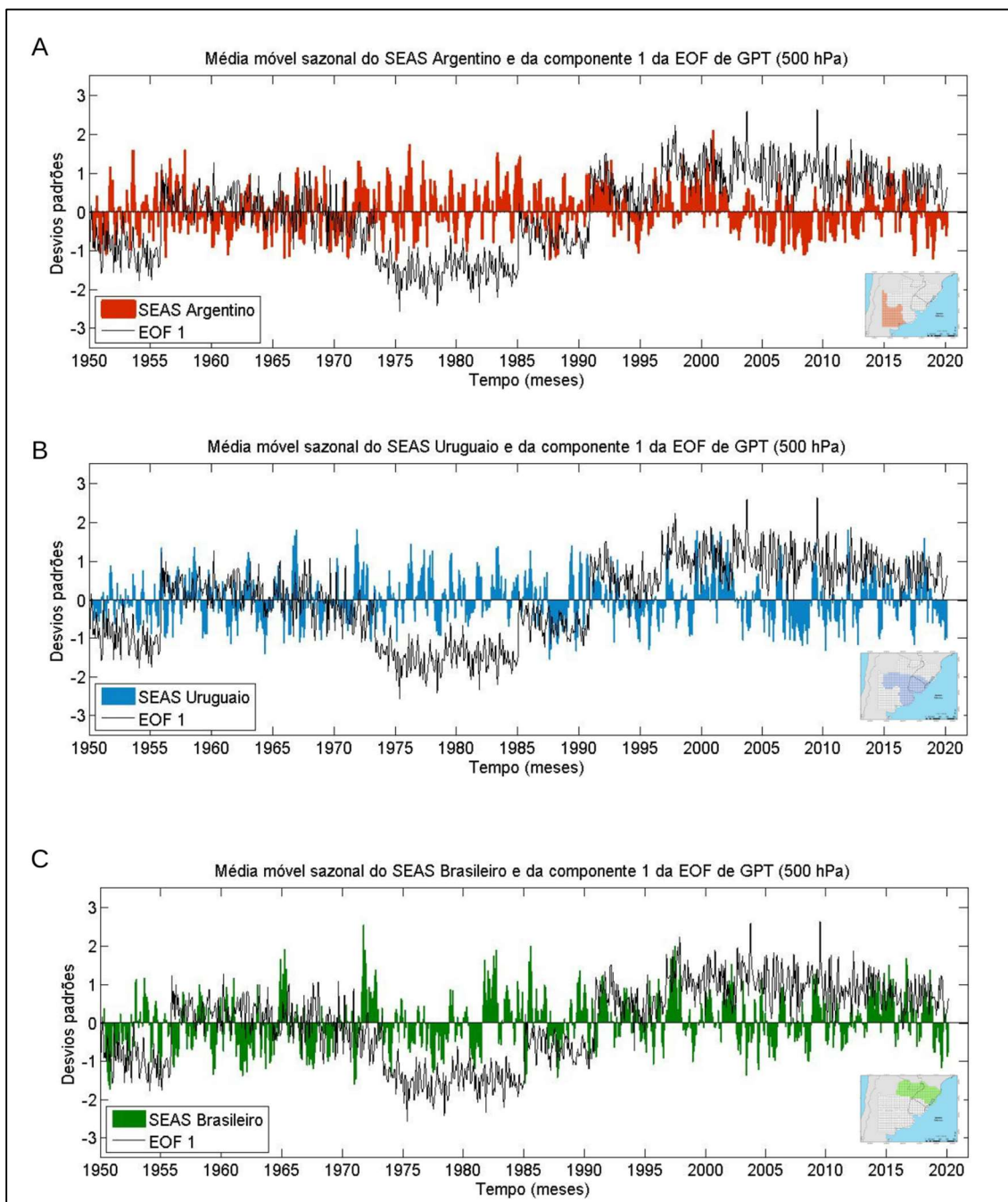
Fonte: elaborado pelo autor.

Na Figura 61, temos o comportamento temporal dos padrões encontrados na primeira componente. Foi encontrado o mesmo padrão nas três regiões do SEAS, porém com intensidades diferentes. Em toda a área de estudo, viu-se um comportamento inversamente proporcional entre a maior parte dos meses da década de 1950 até 1962. Deste ano até 1972, a variação ocorreu de forma direta e as duas variáveis oscilaram em torno de 1 (-1) acima (abaixo) da média. Entre 1962 e 1988, o comportamento das duas séries temporais volta a ser inversamente proporcional. A variação temporal do padrão da primeira componente da EOF assume valores em torno de -2 desvios abaixo da média (subtrópicos com anomalias positivas e trópico com anomalias negativas) enquanto a precipitação no SEAS Argentino se eleva e atinge o seu ponto de quebra estrutural, bem como do SEAS Brasileiro. De 1988 até 1997, as séries retornam à variação direta, voltando ao formato

inverso a partir de 1997 na maior parte dos meses, onde o componente 1 da EOF assume comportamento positivo até o fim da série. Já as três regiões do SEAS variaram de forma inversa entre 2002 e 2009 e voltam a oscilar na última década da série temporal.

As quebras estruturais no padrão das anomalias de precipitação dos SEAS Argentino e Brasileiro encontradas no item 5.1 e a mudança no comportamento do padrão PSA encontradas no item 5.4 se destacam na Figura 61. Nela, podemos ver que a inversão de tendência do PSA, bem como a intensificação que os eventos ENSO, especialmente o SUPER EN de 1982-83, causaram contribuíram para a alteração das chuvas anômalas nos dois setores do SEAS descritos em 5.1, bem como a mudança de tendência e comportamento é parte da explicação da intensificação de anomalias positivas nas duas regiões. Trabalhos como os de Geraldi *et al.* (2010), Zalazar *et al.* (2013), Aliaga *et al.* (2016) e Maenza *et al.* (2017) já haviam relacionado esta mudança de padrão no SEAS Argentino, bem como Viana *et al.* (2006), Cavalcanti (2000) e Marengo (2010) altertaram para a intensificação das chuvas anômalas em partes do SEAS Brasileiro a partir de 1970. Com os resultados encontrados nesta componente, a mudança da tendência do PSA a partir de 1985 foi computada às razões para a alteração das chuvas no SEAS.

**Figura 61** - Pontuações (scores) da primeira componente da EOF de altura geopotencial a 500 hPa.



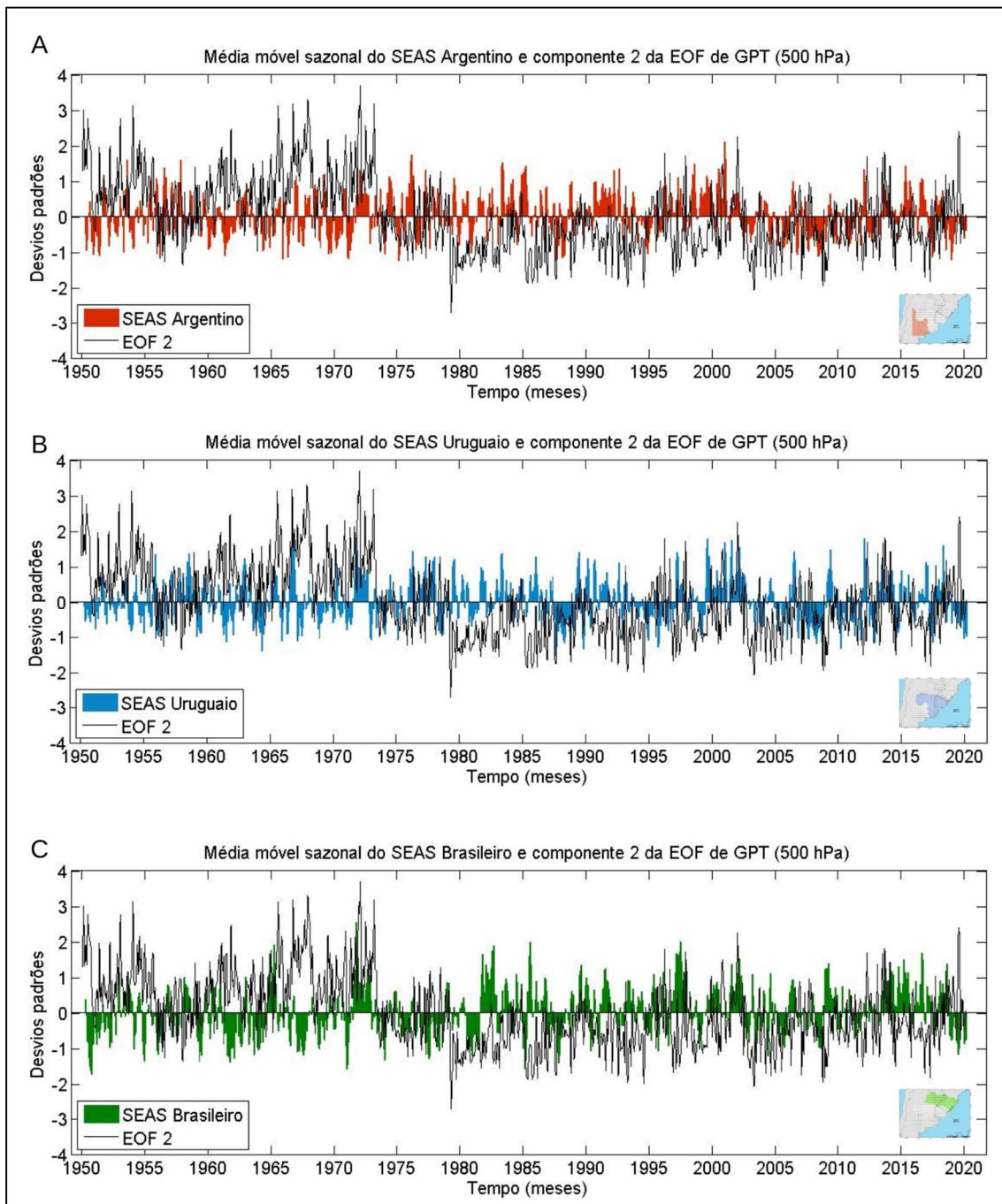
Fonte: elaborado pelo autor.

Nos *scores* da segunda componente da EOF, novamente foram observados comportamentos similares entre os três setores do SEAS, onde apenas a única diferença registrada foi a intensidade das anomalias de cada região. Quanto à série temporal da componente dois, a Figura 60 B destacou uma mudança de sinal na sua variação, onde, a partir de 1974, os valores deixaram de oscilar em torno de 1 a 2 desvios padrões positivos e passaram a

computar em torno da média ou até um desvio negativo. Como vimos na Figura 60 B, a segunda componente da EOF apresentou um padrão relativo à fase negativa do SAM que, por sua vez, fora responsável em modificar os valores mensais da BMA e da PSA. A partir de 1974, temos a inversão do dipolo visto na Figura 62 B, onde agora valores positivos de GPT são registrados ao redor da Antártica e, por sua vez, anomalias negativas ocorrem no interior do continente, refletindo o sinal referente à fase positiva do SAM. Portanto, a série temporal do score da segunda componente destaca o momento de inversão da tendência do SAM, tendo este ocorrido anteriormente à quebra estrutural do SEAS Brasileiro e da inversão de tendência do PSA. Em contrapartida, o início da mudança nos padrões de precipitação anômala no SEAS Argentino é contemporâneo ao início da inversão de tendência da fase do SAM, indicando que este MVC seria o responsável inicial desta mudança de padrões. Entretanto, como vimos em Sansigolo (2010) e Aquino (2012), sabe-se que a fase positiva contribuiu para a redução dos totais pluviais na região do SEAS. Portanto, podemos afirmar que a mudança no padrão do SAM foi apenas o fator inicial da quebra estrutural nas regiões do SEAS. Da mesma forma, a região precisou sentir os efeitos intensificados dos episódios de ENSO (SUPER EN de 1982-83, principalmente) e do PSA antes de inverter a sua tendência em 1985. Logo, mesmo que explique 15,34% da variância total de anomalias de GPT a 500 hPa, a segunda componente da EOF destaca a teleconexão do SEAS com o SAM como fator de alteração do regime pluviométrico no SEAS, especialmente os setores argentino e brasileiro.



**Figura 62** - Pontuações (scores) da segunda componente da EOF de altura geopotencial a 500 hPa.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na terceira componente da EOF de GPT a 500 hPa (Figura 63), vemos uma variação diretamente proporcional em quase todo o período analisado. Na Figura 60 C, vimos a terceira componente ressaltar as regiões de atuação da BMA e da PSA de maneira inversamente proporcional. O comportamento temporal do padrão destacado nesta componente nos revela uma

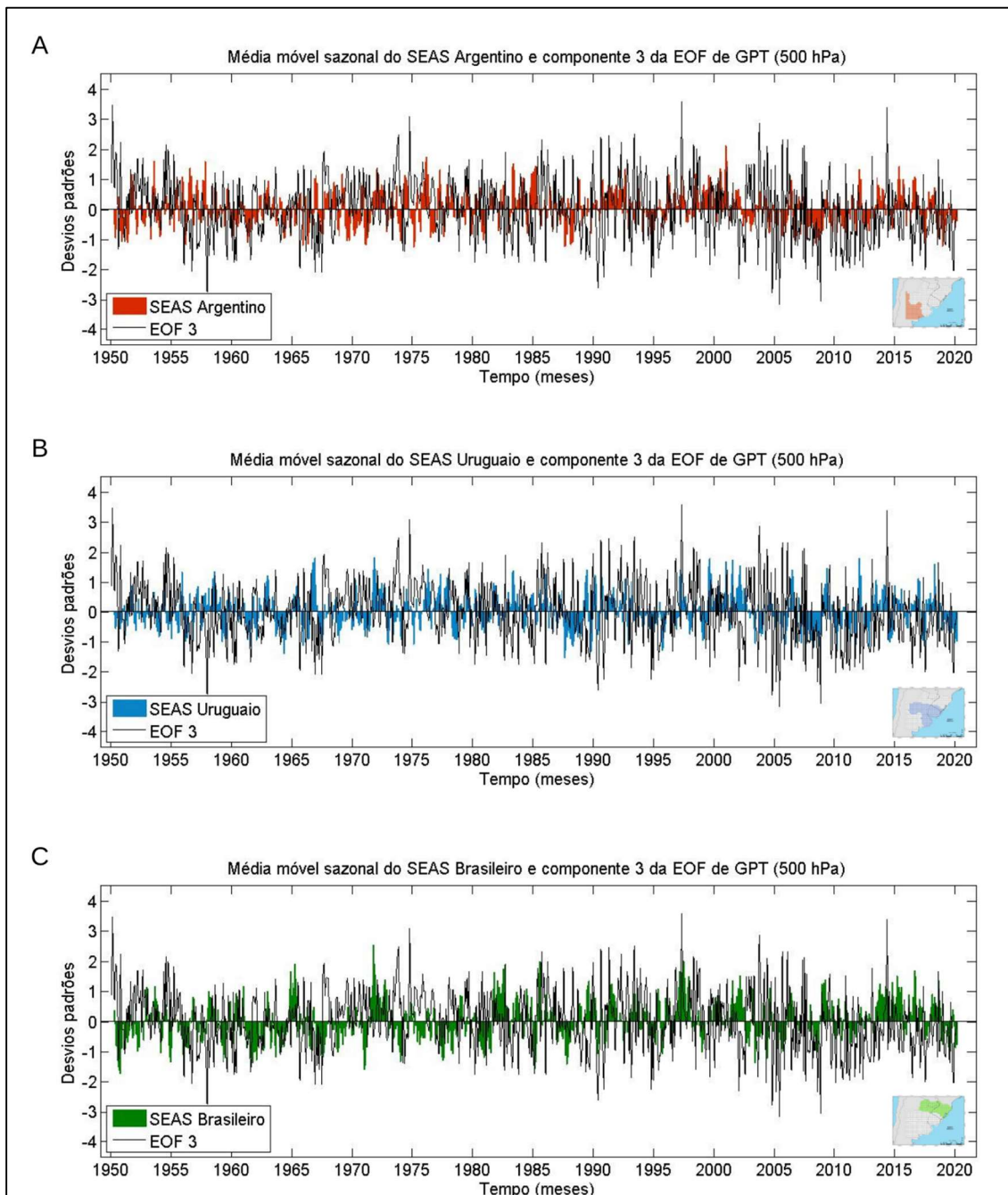
intensificação dos valores mensais, tanto positivos quanto negativos, a partir de 1985. Esta inversão refletiu diretamente nas anomalias do SEAS, especialmente na região brasileira, dada a frequência dos valores até dois desvios acima da média registrada após esta data. Como vimos no item 5.4, 1985 foi o ano onde os valores mensais do índice PSA passaram a registrar tendência negativa, e que esta tendência se refletiu diretamente nas anomalias do SEAS. Aqui, vemos a região da BMA com tendência a se tornar mais alta enquanto os dois centros subtropicais do PSA localizados nos oceanos Atlântico e Pacífico sul demonstram correlações negativas com a variação do BMA em até -25% em relação aos centros nos subtrópicos. Se olharmos para o início da série temporal, veremos os valores da EOF até três desvios acima da média e, conforme seguimos nos registros mensais, a série temporal da terceira componente se aproxima da sua linha zero (média).

A partir de 1985, os valores mensais se intensificam tanto acima quanto abaixo da média, demonstrando uma amplitude de até 3 desvios padrões para ambos os padrões. Esta oscilação, mesmo que apresente apenas 5,07% da variância total explicada da EOF, ajuda a compreender o quanto a BMA e o PSA são suscetíveis às alterações de MVC de maiores escalas, como o SAM e o ENSO. Quando a série temporal da terceira EOF encontra-se acima de zero, vemos os dois centros no Atlântico e Pacífico variarem até -25% inversamente aos 75% de variação positiva da região da BMA. Na Figura 63, vemos que, quanto maior a variação do padrão encontrado na terceira componente da EOF, maior a anomalia de precipitação no SEAS, especialmente no setor brasileiro. Na fase negativa, temos o oposto. Destaca-se, contudo, o quanto a inversão do padrão identificado na Figura 60 C variou intensamente (até 3 desvios negativos). Assim, quando a região da BMA apresenta correlações negativas de até -75% com os dois centros subtropicais no Atlântico e Pacífico, temos uma redução nos totais pluviométricos do SEAS, sendo o setor brasileiro também o mais afetado. Esta variação ficou evidenciada especialmente durante a década de 2000.

As três primeiras componentes das anomalias de GPT a 500 hPa e seus respectivos *scores* nos revelaram os principais padrões de teleconexão entre os MVC analisados nesta tese e a as anomalias de precipitação do SEAS. Nas

três componentes temos indícios do PSA, bem como a sua conexão com alguma outra oscilação. Isto reforça a ideia que este MVC age de maneira indireta, sendo influenciado tanto pelos trópicos quanto pelo polo. Mo e Paegle (2001) afirmaram que o PSA ajuda a explicar até 20% de toda a variância total da precipitação do SEAS. Com base em todos os resultados encontrados no item 5, especialmente nas EOF de GPT a 500 hPa, podemos dizer que a oscilação do PSA ajuda a alterar as anomalias de precipitação na região do SEAS em até 52% dos casos e que o fator que altera a porcentagem total desta teleconexão é a intensidade dos demais MVC que atuam em conjunto com o PSA.

**Figura 63** - Pontuações (scores) da terceira componente da EOF de altura geopotencial a 500 hPa.



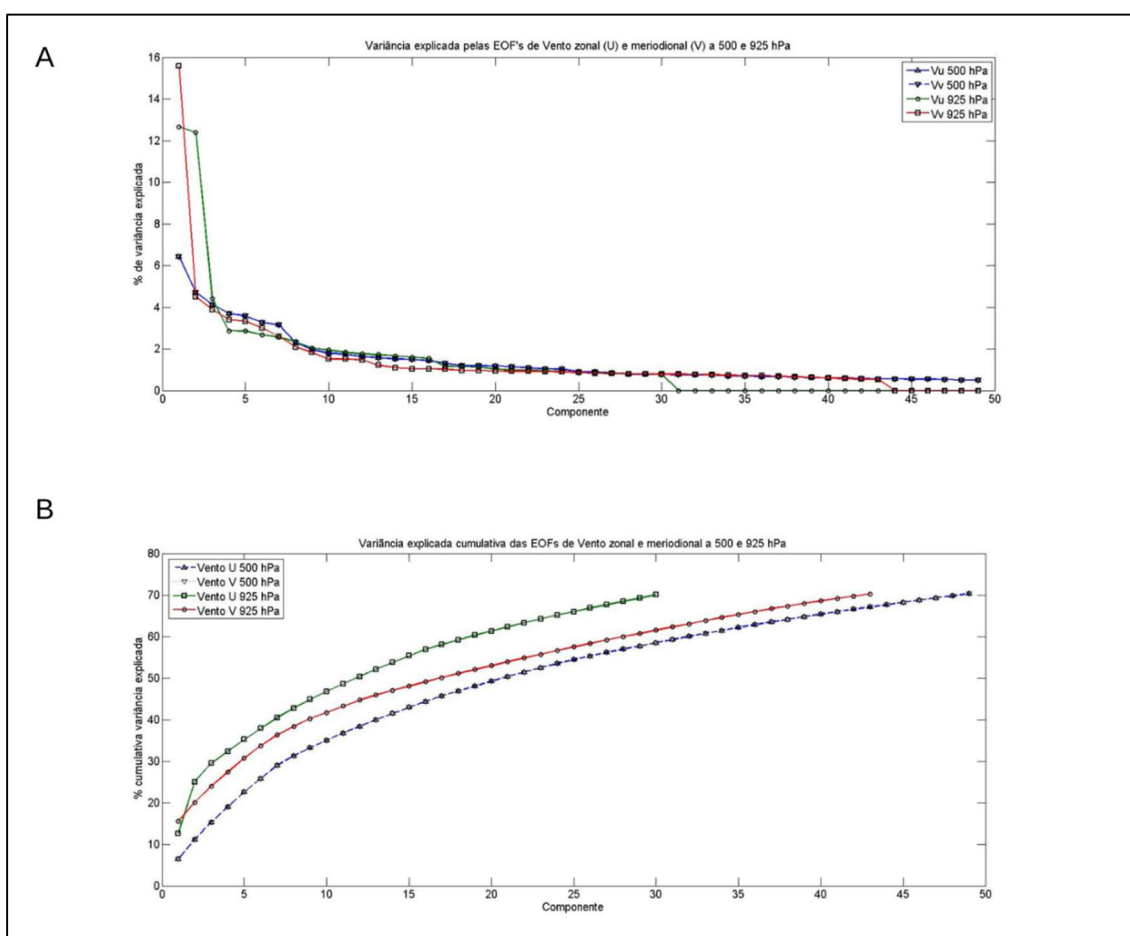
Fonte: elaborado pelo autor.

## 5.5.2 VENTO ZONAL E MERIDIONAL

Nas EOF's de vento zonal e meridional em 500 hPa, nada muito significativo foi encontrado nas primeiras componentes principais. Portanto, EOF's vento zonal, meridional foram descartadas. a 925 hPa. Figura 64 exhibe os *loadings* das duas primeiras componentes de Vento zonal (u) a 925 hPa exibem padrões que explicam 12,70% e 12,40%, respectivamente, da variância

total, bem como 25,10% da variância acumulada das anomalias de vento u, sendo este o maior valor encontrado em todas as EOF's de vetor vento. Além disso, o número de componentes necessárias para compor 70% da variância explicada ultrapassava 40 unidades. Logo, pela alta quantidade de componentes e baixa porcentagem de variância explicada, estes resultados foram descartados.

**Figura 64** - Variância explicada (A) e acumulada (B) dos componentes da EOF de vento zonal (u) e meridional (v) a 500 e 925 hPa.



Fonte: elaborado pelo autor.

## 6. CONCLUSÕES

O SEAS apresentou uma mudança nos padrões precipitação em dois dos seus três setores (Brasileiro, Uruguaio e Argentino). No SEAS Argentino, a quebra estrutural ocorreu entre setembro de 1965 e janeiro de 1984. A partir deste período, a região deixou de exibir meses mais secos e passou a apresentar chuvas mais frequentes e intensas. No entanto, as estiagens,

mesmo que menos frequentes, ainda assim aumentaram sua intensidade em relação ao período anterior à quebra estrutural.

No SEAS Brasileiro, a quebra estrutural ocorreu no período outubro 1981 a outubro de 1982, sendo esta especialmente motivada pelo evento de SUPER EN de 1982-83. Após a quebra estrutural, as anomalias positivas de precipitação se tornaram mais frequentes e intensas, especialmente a partir da década de 1990. As ondaletas revelaram que episódios com periodicidade de 20 anos diminuíram seu tempo de retorno em até 10 anos. O comportamento sazonal e a posição geográfica deste setor, fortemente influenciada pelas conexões trópico-polo, sugerem que a precipitação exiba um padrão subtropical com anomalias mais elevadas devido à influência conjunta dos MVC.

Apesar de apresentar valores mais elevados nos totais mensais a partir de 1990, o SEAS Uruguaio não apresentou quebra estrutural, porém foi constatado que este setor atua como uma intersecção das outras duas regiões do SEAS. O número de preditores encontrados no modelo linear deste setor aponta que a região reproduz tanto a influência exercida pelos MVC no SEAS Argentino quanto as do SEAS Brasileiro. A atuação conjunta (concomitante e defasada) de ambos os MVC é uma das razões na qual o SEAS Uruguaio não apresentou nenhuma quebra estrutural.

O SUPER EN de 1982-83 foi o episódio de ENSO que mais influenciou e intensificou as precipitações anômalas no SEAS. No entanto, SAM e PSA também contribuíram para as quebras estruturais. A tendência do SAM à fase positiva foi constatada, bem como a do PSA à fase negativa. Ambas se intensificaram a partir de 1980, especialmente em 1985, e estas mudanças também contribuíram para as quebras estruturais ocorridas no SEAS.

O padrão de anomalias de Vv em 925 hPa sugere que, em ambos os períodos de quebra estrutural, o comportamento atmosférico foi similar, indicando um enfraquecimento dos ventos polares em direção à América do Sul, especialmente na região no SEAS. As anomalias negativas de Vv também indicam que o SEAS apresentou variação diretamente proporcional à BMA, mesmo com o fortalecimento dos ventos em Weddell, na península e no interior da Antártica. A configuração das anomalias de Vu e Vv, especialmente em 500

e 925 hPa, mostram, em ambos os períodos de quebras estrutural, um comportamento similar ao da fase positiva do ENSO (EN), bem como uma predominância da fase negativa do SAM, o que explicaria a teleconexão entre a BMA e o SEAS.

Os modelos lineares gerados sugerem que todos os MVC afetam o SEAS concomitante e defasadamente. O PSA afeta mais o SEAS Brasileiro que o Uruguaio. Em contrapartida, o SAM influencia mais as precipitações do SEAS Argentino. O baixo valor encontrado nos preditores do SAM sugerem que sua variabilidade é mais influente no SEAS em escalas inferiores à mensal. O ENSO é o MVC que mais afeta o SEAS concomitante e defasadamente. Os modelos lineares, composições e EOF demonstraram que a LN altera tanto as anomalias negativas quanto as positivas, especialmente no setor brasileiro do SEAS. O padrão clássico da literatura (LN gerando anomalias negativas no setor brasileiro) apresentou alterações a partir de 1989, registrando chuvas mais intensas (60 mm ou mais acima da média).

Por ser um MVC subtropical, o PSA é influenciado tanto pelas oscilações polares quanto pelas tropicais, especialmente o PSA 1. A mudança de tendência do PSA em 1985 foi influenciada pela tendência do SAM à fase positiva. Entretanto, as composições e EOFs identificaram que o ENSO também influencia a variabilidade do PSA, especialmente em episódios de SUPER EN. Como exemplo, podemos citar o índice PSA entre 1995 e 2000, onde este atinge seu mínimo absoluto enquanto registros de SUPER EN e SAM positivo são registrados.

Até 1987, o PSA foi inversamente proporcional à LN. Após, ambos variaram conjuntamente, sendo uma explicação para a mudança do impacto da LN no SEAS. Nas fases EN e Neutro, o PSA contribuiu para anomalias positivas de precipitação no SEAS, amplificando os efeitos do ENSO.

A relação do PSA com o SEAS varia conforme o setor. Na parte argentina, o PSA é inversamente proporcional às anomalias de precipitação positivas. Contudo, esta influência costuma ser mascarada pela variabilidade do ENSO e do SAM, fazendo com que o PSA atue como um fator indireto.

No SEAS Uruguaio, o índice PSA variou direta e indiretamente em vários momentos. Também, demonstrou um comportamento mais fidedigno ao padrão clássico do ENSO descrito pela literatura: redução (aumento) nas anomalias de precipitação em episódios de LN (EN). Percebe-se, então, que, até a mudança na tendência do padrão PSA (1985), o SEAS Uruguaio foi diretamente proporcional à oscilação do PSA durante eventos de EN e, a partir de 1985, esta mesma relação ocorreu em períodos de LN.

Há uma relação inversa entre a fase negativa do PSA e o aumento das anomalias de precipitação no SEAS Brasileiro. Este movimento ocorre a partir de 1986. Esta inversão na variação das duas séries temporais sugere que a influência do ENSO altere a influência do PSA no SEAS Brasileiro conforme casos de EN e LN fortes. Podemos dizer que o PSA facilita que o padrão de onda 3 chegue ao SEAS quando o padrão PSA está acima (abaixo) de 1 (-1) desvio padrão.

Podemos dizer que a combinação SAM negativo e BMA mais aprofundada amplifica as anomalias de precipitação no setor brasileiro quando o PSA está ativo, especialmente na fase negativa, e o ENSO em EN gera baixas pressões na região do SEAS.

As componentes da EOF revelaram relações inversamente proporcionais com os subtropicais tanto com o polo (de -50 a 75%) quanto com os trópicos (-75%). A oscilação temporal do dipolo encontrado na primeira componente também contribuiu para as quebras estruturais vistas no SEAS Argentino e Brasileiro. O padrão da segunda componente apontou que, quanto maior a anomalia de GPT no interior da Antártica, menor estará a BMA.

Portanto, identificou-se que o PSA influencia as anomalias de precipitação do SEAS em até 50% dos casos. A contribuição deste MVC para as anomalias de precipitação dependerá tanto da região do SEAS a ser estudada quanto da atuação conjunta dos demais MVC. Houve influência do PSA nos momentos de quebra estrutural do SEAS, porém não tão bem demarcada como a influência do SUPER EN e da fase negativa do SAM. O SAM é o principal responsável pela mudança na tendência do PSA (-0,5 a -0,8 desvio padrão), bem como a fase positiva do ENSO (EN) parece funcionar como um mecanismo de quebra entre a relação SAM x PSA. É possível afirmar



que, dentro destes 70 anos estudados, a influência do polo sobre os trópicos se intensificou. Entretanto, oscilações mais fortes ocorridas nos trópicos ainda possuem um impacto direto tanto nos subtropicais quanto nos polos.

## REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**. v. 116, p. 505–524, 1988.

ALESSANDRO, A. P.; **Anomalías de circulación atmosférica en 500 y 1000 hPa asociada a la sequía producida en la Argentina durante enero de 2003 a marzo de 2004**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n. 1, 12-29, 2008.

ALEXANDERSSON, H. **Homogeneity test applied to precipitation data**. Journal of Climatology, V6, nº 6, p 661-675, 1986.

ALEXANDERSSON, H. Homogeneity teste, multiple breaks and trends. In: **international meeting on statistical climatology**, .6, 1995. Galway, Ireland. P. 439-441.

ALIAGA, V.S.; FERRELLI, F.; ALBERDI-ALGAÑARAZ, E.D.; BOHN, V.Y.; PICCOLO, M.C. **Distribución y variabilidad de la precipitación em laregión pampeana, Argentina**. Cuadernos de Investigación Geografica, v. 42, 261–280. 2016.

AQUINO, F. **Conexão Climática entre o módulo anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil**. 2012. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 128, 2012.

ARIAS, P.A., N. BELLOUIN, E. COPPOLA, R.G. JONES, G. KRINNER, J. MAROTZKE, V. NAIK, M.D. PALMER, G.-K. PLATTNER, J. ROGELJ, M. ROJAS, J. SILLMANN, T. STORELMO, P.W. THORNE, B. TREWIN, K. ACHUTA RAO, B. ADHIKARY, R.P. ALLAN, K. ARMOUR, G. BALA, R. BARIMALALA, S. BERGER, J.G. CANADELL, C. CASSOU, A. CHERCHI, W. COLLINS, W.D. COLLINS, S.L. CONNORS, S. CORTI, F. CRUZ, F.J. DENTENER, C. DEREZYNKI, A. DI LUCA, A. DIONGUE NIANG, F.J. DOBLAS-REYES, A. DOSIO, H. DOUVILLE, F. ENGELBRECHT, V. EYRING, E. FISCHER, P. FORSTER, B. FOX-KEMPER, J.S. FUGLESTVEDT, J.C. FYFE, N.P. GILLETT, L. GOLDFARB, I. GORODETSKAYA, J.M. GUTIERREZ, R. HAMDI, E. HAWKINS, H.T. HEWITT, P. HOPE, A.S. ISLAM, C. JONES, D.S. KAUFMAN, R.E. KOPP, Y. KOSAKA, J. KOSSIN, S. KRAKOVSKA, J.-Y. LEE, J. LI, T. MAURITSEN, T.K. MAYCOCK, M. MEINSHAUSEN, S.-K. MIN, P.M.S. MONTEIRO, T. NGO-DUC, F. OTTO, I. PINTO, A. PIRANI, K. RAGHAVAN, R. RANASINGHE, A.C. RUANE, L. RUIZ, J.-B. SALLÉE, B.H. SAMSET, S. SATHYENDRANATH, S.I. SENEVIRATNE, A.A. SÖRENSON, S. SZOPA, I. TAKAYABU, A.-M. TRÉGUIER, B. VAN DEN HURK, R. VAUTARD, K. VON SCHUCKMANN, S. ZAEHLE, X. ZHANG, AND K. ZICKFELD, 2021: **Technical Summary**. In **Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [MASSON-DELMOTTE, V., P. ZHAI, A. PIRANI, S.L. CONNORS, C. PÉAN, S. BERGER, N. CAUD, Y. CHEN, L. GOLDFARB, M.I. GOMIS, M. HUANG, K. LEITZELL, E. LONNOY, J.B.R. MATTHEWS, T.K. MAYCOCK, T. WATERFIELD, O. YELEKÇI, R. YU, AND B. ZHOU (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144. doi:10.1017/9781009157896.002.

BAINES, P. G.; FRAEDERICH, K. Topographic effects on the mean tropospheric flow patterns around Antarctica. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.46, p. 3401-3145, 1989.

BARRY, R.; CHORLEY, R. **Atmosfera, Tempo e Clima**. 9ª ed. Bookman: Porto Alegre, 512 p., 2013.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura**. Porto Alegre: Ed. da UFRGS. 110 p., 2003.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163 – 172, 1969.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A manual for EOF and SVD analyses of climatic data**. CCGCR. Report, 97-1. McGill University, Montreal, Québec, 52p., 1997.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. **Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the Austral Summer**. *Journal of Climate*, United States, v. 18, p. 702-718, 2005.

CAVALCANTI, I. F. A. **Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere**. *International Journal of Climatology* 20: 1191–1206, 2000.

CAVALCANTI, I.F.A.; BARRETO, N.J.C.; ALVAREZ, M.S.; OSMAN, M.; COELHO, C.A.S. Teleconnection patterns in the Southern Hemisphere represented by ECMWF and NCEP S2S project models and influences on South America Precipitation. **Royal Meteorological Society**. V. 28.: 1 – 18, 2021.

COSTA NETO, P.L.O. **Estatística**. São Paulo: Edgard Blucher; 1977.

CPC; ERSST; NOAA. **Cold and Warm Episodes by season**, 2020. Disponível em: <[https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)>. Acesso em: 30/01/2020, 18:36.

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.

DAI, A. **Drought under global warming: A review**. *WIREs Clim. Change* 2, 45–65 (2011).

DAI, A. **Increasing drought under global warming in observations and models**. *Nature Clim. Change* 3, 52–58 (2013).

DETTINGER, M. D. *et al.* Interhemispheric Effects of Interannual and Decadal ENSO-like Climate Variations on the Americas. In: Markgraf, V. **Interhemispheric Climate Linkages**. San Diego, Academic Press. p 1–16, 2001.

DIAZ, A.; STUDZINSKI, C. D. S.; MECHOSO, C. R. **Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans**. *Journal of Climate*, v. 11, p. 251-271, 1998.

FOGT, R. L. *et al.* Historical SAM variability. Part II: 20<sup>th</sup> Century Variability and Trends from Reconstructions, Observations, and the IPCC AR4 Models. **Journal of Climate**. v.22, p. 5346-5365, 2009.

FOGT RL, WOVROSH AJ, LANGEN RA, SIMMONDS I. 2012. The characteristic variability and connection to the underlying synoptic activity of the Amundsen-Bellinghousen Seas Low. *Journal of Geophysical Research* 117: D07111

FREUND, M. B.; HENLEY, B. J.; KAROLY, D. J.; MCGREGOR, H. V.; ABRAM, N. J.; DOMMENGET, D. Higher frequency of Central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries. **Nature Geoscience**. v.12, p. 450-455, 2019.

GERALDI, A.M.; PÍCCOLO, M.C., PERILLO, G.M.E. **Anomalias de precipitación y temperatura en Las Encadenadas del Oeste. Buenos Aires, Argentina**. Revista Geográfica, nº 148. P 137-149. 2010.

GHIL, M.; MO, K. C. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere, part II, Southern Hemisphere, **Journal of Atmospheric Sciences**. v.48, p.780 – 790, 1991.

GLANTZ, M. H. Lessons learned about lessons learned about forecasting El Niño and its impacts. **Disaster Risk Sciences**. v.6, p.94-103, 2015.

GONG, D. Y.; WANG, S. W. Antarctic Oscillation: concept and applications. **Chinese science**. v.43, p. 734-738, 1998.

GONG. D. Y.; WANG, S. W. **Definition of Antarctic Oscillation index**. *Geophys. Res.Lett.*, 26, 459-462, 1999.

GRIEBLER JÚNIOR, J.C. **Origem da precipitação no Rio Grande do Sul a partir da composição isotópica**. Dissertação de Mestrado, no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Departamento de geografia. Porto Alegre. 2018. 112p.

GRIMM, A. Clima da região sul do Brasil. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, p.259 – 275, 2009.

GRIMM, A. M.; BARROS, V.; 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.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**.V11, p. 2863 – 2880, 1998.

GUEDES, R.L. 1985. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. 89 pp. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – IAG/USP, São Paulo.

HAMEED, S. N.; DACHAO, J.; THILAKAN, V. A model for super El Niños. **Nature Communications**. v.9, p. 2528, 2018.

HARRIS, I; OSBORN, T.J., JONES, P. LISTER, D. **Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset**. *Scientific Data*, v. 7, p, 1-18. 2020.

HAYLOCK, M.R.; PETERSON, T.C.; ALVES, L.M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIÇÃO, Y.M.T.; BAEZ, J. et al. 2006. **Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature**. *Journal of Climate*, v.19, n. 8, p. 1490–1512.

HOSKING, J. S.; ORR, A.; MARSHALL, G. J.; TURNER, J.; PHILLIPS, T. **The influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas Low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations**. *Journal of climate*. v26, p. 6633–6648. 2013.

HOSKING, J. S., ORR, A., BRACEGIRDLE, T. J., TURNER, J. **Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing**. *Geophysical Research Letters*, 43, 2016.

HU, X.; EICHNER, J.; GONG, D.; BARREIRO, M.; KANTZ, H. Combined impact of ENSO and Antarctic Oscillation on austral spring precipitation in Southeastern South America (SESA). **Climate Dynamics**. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06592-8>. 2022.

HUANG, B. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations and Intercoparisons. **Journal of Climate**. v.30, p. 8179-8205, 2017.

HUMBOLDT, A.; BONPLANT A. **Viage a las regiones equinocciales del 6nuevo continente: hecon em 1799 hasta 1804**. 1826. Disponível em: < [https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=DfYyAQAAMAAJ&oi=fnd&pg=PA1&dq=humboldt+1826&ots=hivpsQmg2Y&sig=MPNacVc5dxdUbRMWZe\\_5fVRikCE#v=onepage&q=humboldt%201826&f=false](https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=DfYyAQAAMAAJ&oi=fnd&pg=PA1&dq=humboldt+1826&ots=hivpsQmg2Y&sig=MPNacVc5dxdUbRMWZe_5fVRikCE#v=onepage&q=humboldt%201826&f=false) >. Acesso em: 25/01/2020, 17:04.

IBGE. 2020. **Região Sul do Brasil**. Disponível em: < <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/sul/panorama> >. Acesso em 25/01/2020, 20:35.

INMET. 2009. **Normas Climatológicas do Brazil: 1961-1990**. Brasilia. Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). 405 pp.

INUMET. **Climatología de Invierno (Junio, Julio, Agosto) en Uruguay 1981-2010**. Disponível em: < [https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-09/CLIMATOLOGIA%20DEL%20INVIERNO\\_LQ.pdf](https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-09/CLIMATOLOGIA%20DEL%20INVIERNO_LQ.pdf) >. Acesso em 11/08/2022, 19:25.

INUMET. **Climatología de Primavera (Setiembre, Octubre, Noviembre) en Uruguay 1981-2010**. Disponível em: < [https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-09/CLIMATOLOGIA%20DEL%20PRIMAVERA\\_LQ.pdf](https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-09/CLIMATOLOGIA%20DEL%20PRIMAVERA_LQ.pdf) > . Acesso em 11/08/2022, 20:42.

INUMET. **Climatología de Verano (Diciembre, Enero, Febrero) en Uruguay 1981-2010**. Disponível em: < [https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-05/CLIMATOLOGIA%20DEL%20VERANO\\_LQ.pdf](https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-05/CLIMATOLOGIA%20DEL%20VERANO_LQ.pdf) > . Acesso em 13/08/2022, 16:13.

INUMET. **Climatología de Otoño (Marzo, Abril, Mayo) en Uruguay 1981-2010**. Disponível em : < [https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-05/CLIMATOLOGIA%20DEL%20OTO%C3%91O\\_LQ.pdf](https://www.inumet.gub.uy/sites/default/files/2020-05/CLIMATOLOGIA%20DEL%20OTO%C3%91O_LQ.pdf) >. Acesso em 14/08/2022, 15:27.

IRVING, D.; SIMMONDS, I. A New Method for Identifying the Pacific–South American Pattern and Its Influence on Regional Climate Variability. **Journal of Climate**. v. 29, p. 6109-6125, 2016.

JANTSCH, M. **Climatolotiga de ciclones extratropicais na Região Sul do Brasil de 2000 a 2016**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 68p, 2019.

JONES, J. M. *et al.* Historical SAM Variability. Part I: Century Length Seasonal Reconstructions. **Journal of Climate**. v. 22, p. 5319-5345, 2009.

KAISER, H.F. 1958. **The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis**. *Psychometrika* 23(3): 187–200.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, M.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. **The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project**. American Meteorological Society. V. 77, p. 437-472. 1996.

KIDSON, J. W. Principal Modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**. v.12, p. 2808–2830, 1999.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; VAN DEL DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. **The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis**. *Bulletin of American Meteorological society*. V. 82, nº2, p. 247-268. 2001.

KOUSKY, V.E. e BELL, G.D. 2000. Causes, predictions and outcome of El Niño 1997-1998. In: Changnon, S.A. (ed), **El Niño 1997-1998**, New York: Oxford University, p. 28–48.

LORENZ, 1963: **Deterministic nonperiodic flow**. *J. Atmos. Sci.*, 20,130–141.

MAENZA, R.A.; AGOSTA, E.A.; BETTOLLI, M.L. **Climate change and precipitation variability over the western ‘Pampas’ in Argentina**. *International Journal of Climatology*. v. 37. P. 445-463. 2017.

MARENGO, J.A. 2010. **Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil. Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável – FBDS**. Disponível em:<<http://www.fbds.org.br/fbds/IMG/pdf/doc-504.pdf>>. Acesso em: 07 out. 2020.

MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. **Journal of Climate**. v.16, p. 4134-4143, 2003.

MARSHALL, G. J. Short Communication. Half-Century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. **International Journal of Climatology**. v.27, p. 373-383, 2007.

MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.44, p. 877–901, 1987.

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.

MOBERG, A.; ALEXANDERSSON, H. Homogenization of Swedish temperature data. Part II: homogenized gridded air temperature compared with a subset of global gridded air temperature. **International Journal of Climatology**, v. 17, p. 35-54, 1997.

MORAES, F. D. S. **Precipitação e desastres associados ao Complexo Convectivo de Mesoescala que atingiu o Rio Grande do Sul em 22 e 23 de abril de 2011**. 2014. Trabalho de conclusão de curso – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 85 p., 2014.

MORAES, F. D. S. **Ambiente atmosférico favorável ao desenvolvimento de Complexos Convectivos de Mesoescala no Sul do Brasil**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 120 p., 2016.

MORAES, F. D. S. *et al.* Atmospheric characteristics favorable for the development of mesoscale convective complexes in southern Brazil. **Climate Research**. v. 80, p. 43-58, 2020.

MORLET, J. *et al.* Wave propagation and sampling theory. **Geophys**. v.47, p. 203-221, 1982.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. 1ª ed. IBGE, **Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. Rio de Janeiro. 421 p., 1979.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. 2ª ed. IBGE, **Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. Rio de Janeiro. 422 p., 1989.

OLIVEIRA, G. S. **O El Niño e Você: o Fenômeno Climático**. São José dos Campos: Transect Editorial, 116 p., 1999.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B. 2009. Variabilidade de mesoescala e interação oceanoatmosfera no Atlântico sudoeste. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, p. 385–406.

RAPHAEL, M. N. **A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere**. Geophysical Research Letters 31: L23212, 2004.

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

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**. v.6, p. 293-335, 1986.

ROGERS, J. R.; VAN LOON, H. Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**. v.108, p. 1375-1392, 1982.

ROPELEWSKI, C. H; HALPERT, S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**. v. 115, p. 1606–1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. H; HALPERT, S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**. v.2, p. 268–284, 1989.

SANSIGOLO, C. A. **Relações Sazonais entre o Índice de Oscilação Antártica (IOA) e as Temperaturas Máximas e Mínimas e Precipitações no Sul do Brasil**. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém, PA. Anais. Rio de Janeiro: SBMet, 2010.

SANTOS, D.; REBOITA, M. S. Jatos de Baixos Níveis a Leste dos Andes: Comparação Entre Duas Análises. **Revista Brasileira de Climatologia**. v.22, p. 423-445, 2018.

SATYAMURTY, P. NOBRE, C. A. DIAS, P. L. S. South America. In KAROLY, D.J. VINCENTE, D.G. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society, Boston. p. 119-141, 1998.

SCHNEIDER, U. *et al.* GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. **Theoretical and Applied Climatology**. v.115, p. 15-40, 2013.

SCHOSSLER, V. **Influência das mudanças climáticas em geoindicadores na costa sul do Brasil**. 2016. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 170 p., 2016.

SCHOSSLER, V. *et al.* 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.

STORCH, H. V.; ZWIERS, F. W. **Statistical analysis in climate research**. Cambridge, University Press, 484 p., 1999.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. **Science**. v.296, p. 895-899, 2002.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. **Journal of Climate**. v.13, p. 1018-1036, 2000.

THOMPSON, D. W. J. *et al.* Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. **Nature Geoscience**. v.4, p. 741-749, 2011.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v.79, p. 61–78, 2018.

TRENBERTH, K. E. Interannual Variability of the 500 mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. **American Meteorological Society**. v.109, p. 127-136, 1979.

TRENBERTH, K. E. n° 13, p. 13-24 The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n.12, p. 2771-2777, 1997.

TRENBERTH, K.E.; STEPANIAK, D. P. Indices of El Niño evolution. **Journal of Climate**. v.14, p. 1697-1701, 2001.

TRENBERTH, K.E.; DAI, A.; VAN DER SCHRIER, G; JONES, P.D.; BARICHIVICH, J.; BRIFFA, K.R.; SHEFFIELD, J. **Global warming and changes in drought**. Nature Climate Change. V.4. p. 17-22, 2013.



TROUP, A. J. The 'Southern Oscillation'. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v.102, p. 490-506, 1965.

TURNER, J. **The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica**. *International Journal of Climatology*, v. 24, p. 1–31, 2004.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; HARANGOZO, S. A. Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. **Journal of Geophysical Research**. v.102, p. 13999-14007, 1997.

TURNER, J., PHILLIPS, T., HOSKING, J. S., MARSHALL, G. J., ORR, A. **The Amundsen Sea low**. *Int. J. Climatol.* 33, 1818–1829. 2013.

VALENTE, P. T. **Identificação das Áreas mais Sujeitas a Eventos Extremos de Temperatura e Precipitação no Sudeste da América do Sul**. 2015. Trabalho de conclusão de curso, Bacharelado em Geografia Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 55 p., 2015.

VALENTE, P. T. **Eventos extremos de precipitação no Rio Grande do Sul no Século XX a partir de dados de reanálise e registros históricos**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 100 p., 2018.

VALENTE, P. T. AQUINO, F. E. **Registros históricos e reanálises na precipitação do Rio Grande do Sul de 1901 a 1960**. *Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental*, v.7, ed. Especial. p. 3-20, 2018.

VIANA, D. R.; AQUINO, F. E.; MATZENAUER, R. 2006. **Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação no Rio Grande do Sul entre 1945-1974 e 1975-2004**. In: *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2006, Florianópolis. Brazilian Congress of Meteorology, 14. Florianópolis: SBMET, CD-ROM.

VIANA, D. R. **Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação na Região Sul do Brasil Utilizando Dados TRMM e SRTM**. 2009. Dissertação de Mestrado no Curso de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 164 p., 2009.

VIANA, D.R. 2015. **Sistema de Reconhecimento de Padrões Estatísticos aplicado à previsão Climática Mensal e Sazonal de Temperatura e Precipitação no centro-sul do Brasil**. São José dos Campos. (Doctoral Thesis in the Post Graduate Course in Remote Sensing, National Institute of Space Research. 248 pp.)

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. Correlation in seasonal variations of weather, VIII: A preliminary study of world weather. **Memoirs of the Indian Meteorological Department**, Calcuta, v. 24, n. 4, p. 175–131, 1923.

WALKER, G. T. World weather 111. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 11, n. 17, p. 97–106, 1928.

WANG, S.W. 1992. **Studies on the Atmospheric Centers of Actions**. University of New York. Stony Books. 32 pp.

WOOLDRIDGE, Jeffrey. **Introdução à Econometria: Uma abordagem moderna**. São Paulo: Cengage Learning, 2010.

YU, J. *et al.* The early 1990s change in ENSO–PSA–SAM relationships and its impact on Southern Hemisphere climate. **Journal of Climate**, v. 28, p. 9393– 9408, 2015.

YUAN, X.; LI, C. **Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice**. J. Geophys. Res. 113, C06S91. 2008

ZALAZAR, S.M.F.; HURTADO, R.H.; SERIO, L.A. **Predictabilidad de las anomalías de precipitación durante el ciclo de los cultivos de verano en la región pampeana, Argentina**. Agronomía & ambiente. v. 33. p. 9-20.

ZHU, J. *et al.* The role of off-equatorial surface temperature anomalies in the 2014 El Niño prediction. **Scientific Reports**, v. 6, n. 19677, 2016.