

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

ELEN DAIANE PELISSARO

**O PAPEL DO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE E DA OSCILAÇÃO  
ANTÁRTICA NOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO SUL DO  
BRASIL**

São Paulo

2022

ELEN DAIANE PELISSARO

**O PAPEL DO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE E DA OSCILAÇÃO  
ANTÁRTICA NOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO SUL DO  
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

São Paulo

2022

## Resumo

PELLISSARO, Elen Daiane. **O PAPEL DO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE E DA OSCILAÇÃO ANTÁRTICA NOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO SUL DO BRASIL**. 2022. 127 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

Em razão dos impactos provocados pelos eventos extremos de precipitação, principalmente nos setores social, energético e agrícola, sendo a RSB uma região que agrega todos estes setores e levando em conta a necessidade de se compreender quais mecanismos atuam na variabilidade da precipitação desta região quando o fenômeno ENOS está em sua fase neutra, este estudo buscou investigar a influência da AAO e das anomalias de TSM no OASO nos extremos de precipitação da RSB em anos de neutralidade do fenômeno ENOS. Utilizou-se o índice MEI.v2 para separar o período em que o ENOS esteve em sua fase neutra entre 1900 e 2010 e dados mensais da reanálise ERA-20c foram usados para representar as condições atmosféricas deste período. Os percentis de 25% e 75% das anomalias de precipitação na RSB foram determinados a fim de representar os eventos extremos secos e chuvosos, respectivamente. Estes eventos foram relacionados com as fases do índice de AAO e com os valores de anomalias de TSM no OASO, para o período sem e com separação sazonal. Os eventos extremos chuvosos foram mais frequentes que os secos e ocorreram predominantemente na primavera e verão, enquanto os secos foram observados em sua maioria no outono e inverno, especialmente no inverno. Com relação à intensidade dos eventos extremos secos nas combinações separadas dos parâmetros AAO e TSM, no RS a combinação mais (menos) seca foi a AAO+ (AAO-), já em SC e no PR foi a TSM+ (TSM-). Com relação aos eventos extremos chuvosos, a combinação AAO+ foi a que apontou o padrão mais chuvoso em toda a RSB, já a combinação menos chuvosa foi a TSM- para o RS e TSM+ para SC e PR. Em termos do comportamento sazonal dos eventos extremos secos, no outono a combinação TSM+ foi a mais seca em toda a RSB e não foi possível identificar um padrão menos seco. No inverno, no RS o padrão da combinação TSM-AAO+ (TSM-AAO-) foi o mais (menos) seco, já em SC e no PR, TSM+AAO+ foi a combinação mais seca, enquanto que a TSM-AAO- (TSM+AAO-) exibiu o padrão menos seco em SC (no PR). Com relação a sazonalidade dos eventos extremos chuvosos na primavera, a combinação TSM+AAO+ apresentou o padrão mais chuvoso em toda a RSB, enquanto que a TSM-AAO- foi a menos chuvosa. No verão, não houve uma combinação mais ou menos chuvosa no RS e SC, já no PR, a combinação AAO- (TSM+AAO+) mostrou o padrão mais (menos) chuvoso. Com relação aos campos de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa, nos eventos extremos secos anomalias positivas atingiram parte da ou toda a RSB em 17 das 20 combinações, já nos eventos extremos chuvosos, em 13 das 20 combinações a RSB esteve sob um padrão de neutralidade e não foi possível identificar padrões de acordo com a sazonalidade. Nos eventos extremos chuvosos, os padrões atmosféricos em altos níveis exibiram características típicas do sistema de monção da AS, especialmente no verão.

Palavras-chaves: Fase neutra do ENOS. Eventos extremos secos. Eventos extremos chuvosos. Sazonalidade.

## Abstract

PELISSARO, Elen Daiane. **THE ROLE OF THE SOUTHWEST ATLANTIC OCEAN AND THE ANTARCTIC OSCILLATION IN THE EXTREMES OF PRECIPITATION IN SOUTHERN BRAZIL**. 2022. 127 p. Dissertation (Master of Science) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2022.

Due to the impacts caused by extreme precipitation events, mainly in the social, energy and agricultural sectors, being the RSB a region that aggregates all these sectors and taking into account the need to understand which mechanisms act on the variability of precipitation in this region when the ENSO phenomenon is in its neutral phase, this study sought to investigate the influence of the AAO and the SST anomalies in OASO on RSB precipitation extremes in years of neutrality of the ENSO phenomenon. The MEI.v2 index was used to separate the period when the ENSO was in its neutral phase between 1900 and 2010 and monthly data from the ERA-20c reanalysis were used to represent the atmospheric conditions of this period. The 25% and 75% percentiles of precipitation anomalies in the RSB were determined in order to represent extreme dry and wet events, respectively. These events were related to the phases of the AAO index and to the values of SST anomalies in the OASO, for the period without and with seasonal separation. Extreme wet events were more frequent than dry events and occurred predominantly in spring and summer, while dry events were mostly observed in autumn and winter, especially in winter. Regarding the intensity of extreme dry events in the separate combinations of the AAO and SST parameters, in RS the most (least) dry combination was AAO+ (AAO-), while in SC and PR it was SST+ (SST-). Regarding the extreme wet events, the combination AAO+ was the one that showed the wettest pattern in the entire RSB, while the least wet combination was the SST- for RS and SST+ for SC and PR. In terms of the seasonal behavior of extreme dry events, in autumn the SST+ combination was the driest in the entire RSB and it was not possible to identify a less dry pattern. In the winter, in RS, the pattern of the combination SST-AAO+ (SST-AAO-) was the most (less) drier, whereas in SC and PR, SST+AAO+ was the driest combination, while the SST-AAO- (SST+AAO-) exhibited the least dry pattern in SC (in PR). Regarding the seasonality of extreme wet events in spring, the combination SST+AAO+ presented the wettest pattern in the entire RSB, while the SST-AAO- was the least wet. In the summer, there was no more or less wet combination in RS and SC, in PR, the AAO- combination (SST+AAO+) showed the more (less) wet pattern. Regarding the anomaly fields of geopotential height at 700 hPa, in the extreme dry events positive anomalies reached part or all of the RSB in 17 of the 20 combinations, while in the extreme wet events, in 13 of the 20 combinations the RSB was under a pattern of neutrality and it was not possible to identify patterns according to seasonality. In extreme wet events, atmospheric patterns at high levels exhibited typical characteristics of the AS monsoon system, especially in summer.

Keywords: Neutral phase of ENSO. Extreme dry events. Extreme wet events. Seasonality.

## Lista de figuras

- Figura 1 – Picos da estação chuvosa no Sul do Brasil. As três letras são as iniciais dos três meses consecutivos de maior pluviosidade. . . . . 16
- Figura 2 – Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na AS. R1 corresponde ao sudoeste da AS; R2 ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; R3 ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; R4 ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; R5 a área de noroeste a sudeste do Brasil, incluindo ainda o Equador e norte do Peru; R6 ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste do Brasil; R7 ao sertão nordestino do Brasil e R8 ao norte da AS incluindo o estado de Roraima. . . . . 18
- Figura 3 – Climatologia anual de precipitação no Brasil, para o período de 1991-2020, pelos dados das estações pluviométricas do INMET. Os valores estão em mm/ano. . . . . 19
- Figura 4 – Percentil de 25% das anomalias mensais de precipitação no PN, representando os extremos secos (a), Percentil de 75% das anomalias mensais de precipitação no PN, representando os extremos chuvosos (b). Todos os valores estão em mm/mês. . . . . 38
- Figura 5 – Composição de anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul para os eventos extremos secos (a) e para os eventos extremos chuvosos (b). . . 39
- Figura 6 – Série temporal do índice MEI.v2 entre o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (azul), ERA-Interim (vermelho) e do índice disponibilizado pela NOAA (amarelo). . . . . 41
- Figura 7 – Série temporal do índice de AAO entre o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (azul), ERA-Interim (vermelho) e do índice disponibilizado pelo CPC–NCEP (amarelo). . . . . 42
- Figura 8 – Padrão Espacial da principal EOF da altura geopotencial em 700 hPa para a reanálise do NCEP/NCAR de 1979 a 2000 (a), para a reanálise ERA-20c de 1900 a 2010 (b), para a reanálise ERA-Interim de 1979 a 2010 (c), para a reanálise ERA-20c de 1979 a 2010 (d). . . . . 43

Figura 9 – Média temporal da precipitação para o período de 1900 a 2010 da reanálise ERA-20c (a), Média temporal da precipitação para o período de 1900 a 2010 do conjunto v2018 do GPCC (b), Diferença entre (a) e (b) (c). Todos os valores estão em mm/mês. . . . .	44
Figura 10 – Média temporal da precipitação para o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (a), Média temporal da precipitação para o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-Interim (b), Diferença entre (a) e (b) (c). Todos os valores estão em mm/mês. . . . .	45
Figura 11 – Campos atmosféricos dos eventos extremos secos para a combinação AAO+: (a) Anomalia de precipitação (mm/mês); (b) Anomalia de altura geopotencial (m) no nível de 700 hPa; (c) PNM (hPa, linhas de contorno) e anomalia de TSM (°C, sombreado); (d) Vento (m/s, vetores) e divergência ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 850 hPa; (e) Anomalia de altura geopotencial (m, linhas de contorno) e vorticidade ciclônica ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 500 hPa; (f) Linhas de corrente e divergência ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 200 hPa. . . . .	51
Figura 12 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO-. . . . .	52
Figura 13 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+. . . . .	53
Figura 14 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-. . . . .	54
Figura 15 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO+ no outono. . . . .	56
Figura 16 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO+ no inverno. . . . .	57
Figura 17 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO- no inverno. . . . .	58
Figura 18 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+ no outono. . . . .	59
Figura 19 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+ no inverno. . . . .	61
Figura 20 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM- no outono. . . . .	62
Figura 21 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM- no inverno. . . . .	63
Figura 22 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO+. . . . .	64
Figura 23 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO-. . . . .	65
Figura 24 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+. . . . .	66
Figura 25 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO-. . . . .	67
Figura 26 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO+ no inverno. . . . .	68
Figura 27 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO- no inverno. . . . .	69
Figura 28 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+ no outono. . . . .	70

Figura 29 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+ no inverno. . . . .	71
Figura 30 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO- no inverno. . . . .	72
Figura 31 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos secos de outono. . . . .	80
Figura 32 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos secos de inverno. . . . .	82
Figura 33 – Campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos para a combinação AAO+: (a) Anomalia de precipitação (mm/mês); (b) Anomalia de altura geopotencial (m) no nível de 700 hPa; (c) PNM (hPa, linhas de contorno) e anomalia de TSM (°C, sombreado); (d) Vento (m/s, vetores) e divergência ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 850 hPa; (e) Anomalia de altura geopotencial (m, linhas de contorno) e vorticidade ciclônica ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 500 hPa; (f) Linhas de corrente e divergência ( $10^{-5} s^{-1}$ , sombreado) no nível de 200 hPa. . . . .	84
Figura 34 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO-. . . . .	85
Figura 35 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+. . . . .	86
Figura 36 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-. . . . .	87
Figura 37 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO+ na primavera. . . . .	88
Figura 38 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO+ no verão. . . . .	90
Figura 39 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO- na primavera. . . . .	91
Figura 40 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO- no verão. . . . .	92
Figura 41 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+ na primavera. . . . .	93
Figura 42 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+ no verão. . . . .	94
Figura 43 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM- na primavera. . . . .	95
Figura 44 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM- no verão. . . . .	96
Figura 45 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+. . . . .	97
Figura 46 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO-. . . . .	98
Figura 47 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO+. . . . .	99
Figura 48 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO-. . . . .	100
Figura 49 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+ na primavera. . . . .	101
Figura 50 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+ no verão. . . . .	102
Figura 51 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO- na primavera. . . . .	103
Figura 52 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO- no verão. . . . .	104

Figura 53 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de primavera. . . . .	112
Figura 54 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de verão. . . . .	114

## Lista de tabelas

Tabela 1 – Número de eventos (meses) em cada fase da AAO, em cada sinal das anomalias de TSM no OASO e as combinações entre ambas. . . . .	47
Tabela 2 – Número de eventos (meses) de cada combinação de fases da AAO e de valores das anomalias de TSM no OASO em cada estação do ano para os eventos extremos secos. . . . .	48
Tabela 3 – Número de eventos (meses) de cada combinação de fases da AAO e de valores das anomalias de TSM no OASO em cada estação do ano para os eventos extremos chuvosos. . . . .	48
Tabela 4 – Intervalos neutros do ENOS segundo o ONI, de 1950 a 2010. . . . .	125

## Lista de abreviaturas e siglas

AAO	<i>Antartic Oscillation</i> - Oscilação Antártica
AB	Alta da Bolívia
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EN	<i>El Niño</i>
ENOS	<i>El Niño</i> - Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i>
HadISST	<i>Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature</i>
HS	Hemisfério Sul
ICOADS	<i>International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ISPD	<i>International Surface Pressure Databank</i>
JJA	Junho, Julho e Agosto
LN	<i>La Niña</i>
MAM	Março, Abril e Maio
MEI.v2	<i>Multivariate Enso Index Version 2</i>
MJO	<i>Madden-Julian Oscillation</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>

NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OASO	Oceano Atlântico Sudoeste
ONI	<i>Oceanic Niño Index</i>
PN	Período Neutro
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PR	Paraná
PSA	<i>Pacific - South American</i>
RS	Rio Grande do Sul
RSB	Região Sul do Brasil
SC	Santa Catarina
SESA	Sudeste da América do Sul
SON	Setembro, Outubro e Novembro
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

## Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	13
1.1	<i>Objetivos</i>	15
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b>	16
2.1	<i>Caracterização da precipitação na região de estudo</i>	16
2.2	<i>El Niño - Oscilação Sul (ENOS)</i>	19
2.3	<i>Oscilação Antártica (AAO)</i>	22
2.3.1	Definição	22
2.3.2	Impactos	23
2.3.3	Variabilidade	26
2.3.4	Tendência	28
2.4	<i>Oceano Atlântico Sudoeste (OASO)</i>	29
2.4.1	Impactos na precipitação	29
2.4.2	Variabilidades e circulações associadas	31
<b>3</b>	<b>Materiais e Métodos</b>	34
3.1	<i>Dados</i>	34
3.2	<i>Metodologia</i>	35
3.2.1	Cálculo dos índices MEI.v2 e AAO	35
3.2.2	Validação dos dados	36
3.2.3	Cálculo dos eventos extremos de precipitação	37
3.2.4	Anomalias de TSM no OASO	39
3.2.5	Combinações e composições	39
<b>4</b>	<b>Resultados e Discussões</b>	41
4.1	<i>Validação dos dados</i>	41
4.1.1	MEI.v2	41
4.1.2	AAO	42
4.1.3	Precipitação	44
4.2	<i>Combinações entre eventos extremos de precipitação, AAO e anomalias de TSM no OASO</i>	46

4.3	<i>Composições dos campos atmosféricos dos eventos extremos secos</i> . . .	50
4.3.1	Composições dos campos atmosféricos das combinações entre as fases da AAO e as anomalias de TSM no OASO nos eventos extremos secos	63
4.3.2	Análise dos campos de anomalias de precipitação dos eventos extremos secos . . . . .	72
4.3.3	Análise dos demais campos atmosféricos dos eventos extremos secos	75
4.3.4	Diagramas esquemáticos dos eventos extremos secos . . . . .	79
4.4	<i>Composições dos campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos</i>	83
4.4.1	Composições dos campos atmosféricos das combinações entre as fases da AAO e as anomalias de TSM no OASO nos eventos extremos chuvosos . . . . .	96
4.4.2	Análise dos campos de anomalias de precipitação dos eventos extremos chuvosos . . . . .	104
4.4.3	Análise dos demais campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos	107
4.4.4	Diagramas esquemáticos dos eventos extremos chuvosos . . . . .	110
5	<b>Conclusões</b> . . . . .	115
5.1	<i>Sugestões para trabalhos futuros</i> . . . . .	118
	<b>Referências Bibliográficas</b> . . . . .	119
	<b>Apêndice A – Neutralidade do ENOS (1950 - 2010)</b> . . . . .	125

## 1 Introdução

A precipitação é uma das variáveis meteorológicas mais importantes quando se trata de planejamento, pois afeta todos os setores da sociedade. Anomalias climáticas extremas, como chuvas excessivas ou secas prolongadas geram graves impactos nos setores econômico e energético, bem como na vida das pessoas que habitam as regiões prejudicadas. Em países em que a economia é fortemente dependente da agricultura, como o Brasil, as consequências de eventos climáticos extremos são de grande escala, afetando de forma direta a produção e rendimento das plantações, o preço dos alimentos e o mercado de exportações e importações de *commodities* agrícolas.

A Região Sul do Brasil (RSB), formada pelos estados do Rio Grande do Sul (RS), Santa Catarina (SC) e Paraná (PR) é densamente povoada e tem uma forte economia, voltada principalmente para os setores agrícola, industrial, energético e de prestação de serviço, tendo também um viés turístico (MONTIBELLER FILHO; GARGIONI, 2014). Além disso, por conta de sua hidrografia, esta região também é uma forte produtora de energia hidrelétrica, sendo que a Usina de Itaipu, inaugurada em 1983, fornece atualmente 8,4% da energia consumida no Brasil e 85,6% no Paraguai (ITAIPU BINACIONAL, 2022). Desta forma, o entendimento sobre os fatores que regem a precipitação nesta região, suas anomalias e seus extremos é de grande relevância.

O El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno oceânico - atmosférico caracterizado por perturbações na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), na pressão, no vento e na convecção, principalmente sobre o oceano Pacífico Equatorial e que afeta muitos lugares do planeta, incluindo a América do Sul (AS). O ENOS possui uma fase positiva, denominada El Niño (EN) e uma negativa, a La Niña (LN), e seu principal impacto no Brasil se dá sobre o regime de precipitação (GRIMM, 2009b). A distribuição e intensidade das chuvas na RSB em anos ativos do ENOS já são bem conhecidas e documentadas (KOUSKY; KAYANO; CAVALCANTI, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ROPELEWSKI; HALPERT, 1989; GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; RAO; HADA, 1990; GAN; RAO, 1991). Estes estudos analisaram a variabilidade da precipitação sobre a AS e a RSB e mostraram que os extremos de precipitação nestas regiões estão fortemente ligados às fases do ENOS.

Os sistemas meteorológicos que influenciam a precipitação na RSB em cada época do ano também são conhecidos (REBOITA et al., 2010). No entanto, pouco se sabe sobre quais mecanismos atuam no enfraquecimento ou fortalecimento destes sistemas quando o ENOS está em sua fase neutra. Ao observar uma série histórica de qualquer índice ENOS, nota-se um predomínio da fase neutra em relação às demais fases. A tabela presente no Apêndice A mostra os períodos em que o ENOS permaneceu na sua fase neutra entre 1950 e 2010 segundo o Índice de Niño Oceânico (*Oscillation Niño Index* - ONI), onde os meses indicados na tabela correspondem aos meses centrais da média móvel trimestral do cálculo do ONI, descrito na seção 2.2. É interessante observar que do total de meses entre 1950 e 2010 (732 meses), praticamente metade deles - 334 meses, o que corresponde a 45,6% do período total - estiveram na fase neutra do ENOS. Ou seja, há uma clara predominância de períodos de neutralidade em relação a eventos de EN e LN, o que evidencia a necessidade de se estudar os mecanismos que regem a precipitação quando o ENOS não está em suas fases ativas.

Neste contexto, a Oscilação Antártica (AAO) surge como o principal padrão de variabilidade da circulação atmosférica nos extratropicais do Hemisfério Sul (HS) (GONG; WANG, 1999). A principal característica no padrão da AAO é a forte relação negativa entre as pressões em 40°S e 65°S, sendo a diferença de Pressão ao Nível do Mar (PNM) média zonal normalizada entre estas duas latitudes a definição do índice AAO, proposta por Gong e Wang (1999). Na fase positiva (negativa) deste índice, as anomalias de pressão em latitudes médias são positivas (negativas) e na região Antártica são negativas (positivas). Alguns trabalhos mostraram que a AAO influencia a precipitação em áreas da AS que abrangem a RSB (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009; VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010; VASCONCELLOS; PIZZOCHERO; CAVALCANTI, 2019), atuando basicamente no sentido de favorecer (desfavorecer) a precipitação nesta região na sua fase negativa (positiva).

Outro fator que parece se relacionar com a precipitação da RSB é a TSM do oceano Atlântico Sudoeste (OASO). Diaz, Studzinski e Mechoso (1998), ao buscar relações entre as anomalias de precipitação no Uruguai e no RS e as TSMs nos oceanos Pacífico e Atlântico, constataram a presença de fortes vínculos entre anomalias de TSM no OASO e as anomalias de precipitação na região de estudo, principalmente nos meses de abril a julho. Barros et al. (2000) descobriram que anomalias positivas (negativas) de TSM no oceano Atlântico Sul colaboram para a ocorrência de anomalias positivas (negativas) de precipitação no nordeste

da Argentina, Uruguai e na RSB. Sansigolo, Pereira e Silva (2004) identificaram que anomalias de TSM na região do OASO parecem influenciar a variabilidade da precipitação nas escalas sazonal e interanual na RSB, onde valores anômalos positivos de TSM se relacionam com anomalias positivas de chuva, principalmente no segundo trimestre do ano e nas áreas ao sul e litorâneas da região.

Os objetivos deste trabalho são apresentados logo abaixo (seção 1.1). Na sequência, encontra-se a Revisão bibliográfica (Capítulo 2), a descrição dos dados e métodos utilizados para o desenvolvimento do estudo (Capítulo 3) e as discussões acerca dos resultados obtidos (Capítulo 4). Por fim, no Capítulo 5, são apresentadas as considerações finais e em seguida estão dispostas as referências bibliográficas que embasaram esta pesquisa.

### *1.1 Objetivos*

Dado os impactos causados pelos extremos de precipitação, principalmente nos setores social, energético e agrícola, sendo que a RSB agrega todos estes setores e tendo em vista a necessidade de se compreender quais mecanismos atuam na variabilidade da precipitação desta região quando o fenômeno ENOS está em sua fase neutra, o principal objetivo desta pesquisa é investigar a influência da AAO e das anomalias de TSM no OASO nos extremos de precipitação da RSB em anos neutros do fenômeno ENOS.

Os objetivos específicos deste estudo são:

- a) Separar os eventos extremos de precipitação na região de estudo apenas na fase neutra do ENOS;
- b) Analisar quantitativamente os eventos extremos de precipitação de acordo com a fase da AAO e os valores anômalos de TSM no OASO;
- c) Avaliar qualitativamente a mudança nos padrões de anomalias de precipitação dos eventos extremos secos e chuvosos nas diferentes fases da AAO e conforme as anomalias de TSM no OASO;
- d) Identificar, através de composições, padrões atmosféricos presentes nos eventos extremos de precipitação, nas diferentes combinações entre AAO e TSM no OASO;
- e) Empregar os itens b), c) e d) tanto numa análise para todo o período quanto numa análise sazonal dos eventos extremos de precipitação.

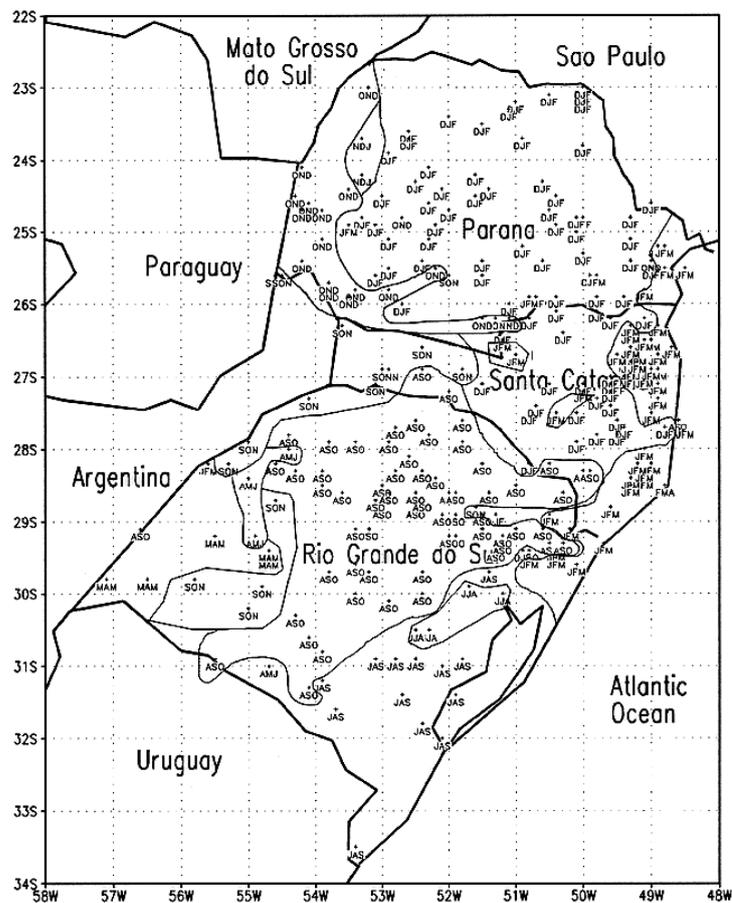
## 2 Revisão Bibliográfica

### 2.1 Caracterização da precipitação na região de estudo

A RSB compreende os estados do PR, SC e RS, ocupando uma área de aproximadamente 577 mil  $km^2$  e sendo limitada ao norte pelos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, ao sul pelo Uruguai, a oeste pelo Paraguai e pela Argentina e banhada a leste pelas águas do oceano Atlântico Sul.

Grimm, Ferraz e Gomes (1998), através de um estudo feito com dados diários de 250 estações meteorológicas, encontraram várias sub-regiões dentro da RSB onde os picos de precipitação ocorrem em diferentes épocas do ano, como pode ser visto na Figura 1, onde as siglas de três letras correspondem às iniciais dos três meses consecutivos de maiores acumulados pluviométricos.

Figura 1 – Picos da estação chuvosa no Sul do Brasil. As três letras são as iniciais dos três meses consecutivos de maior pluviosidade.



Fonte: Grimm, Ferraz e Gomes (1998)

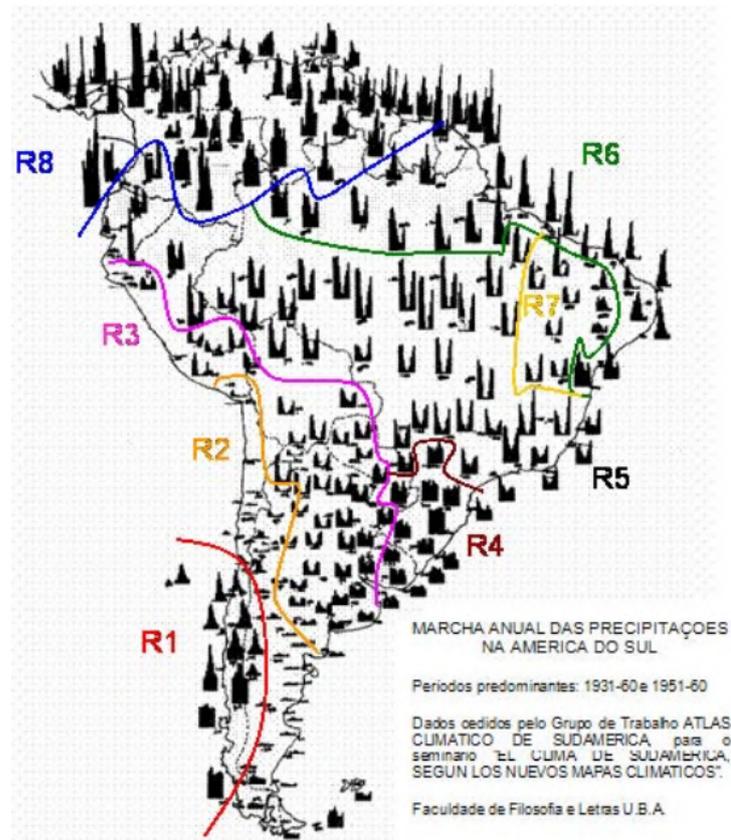
Estes picos são observados na estação do verão em praticamente todo o estado do PR e parte de SC, o que é indicativo de um clima de monção subtropical de verão. Já no sul do RS, o pico da estação chuvosa ocorre no inverno austral, característica de um regime de latitudes médias, onde a precipitação ocorre devido à penetração frontal associada a ciclones extratropicais migratórios. Grimm, Ferraz e Gomes (1998) também ressaltam que o relevo pode ser responsável pelos diferentes picos das estações úmidas no litoral do sul do Brasil. A estação chuvosa com pico em janeiro, fevereiro e março só ocorre onde há uma barreira orográfica perto da costa: nestas áreas, a orografia intensifica o contraste da temperatura terra-mar e, conseqüentemente, a circulação de brisa associada.

Os diferentes regimes e picos das estações chuvosas são explicados principalmente por dois mecanismos distintos: (a) no semestre frio (maio a setembro), as condições baroclínicas proporcionam a formação e intensificação de centros de baixa pressão e maior penetração das frentes frias vindas das altas latitudes, gerando altos acumulados de precipitação; (b) no semestre quente (outubro a abril), o aquecimento da superfície e o aporte da umidade para dentro do continente e depois para o Sul do Brasil via Jato de Baixos Níveis instabiliza a atmosfera e produz convecção. Ou seja, nesse semestre os Sistemas Convectivos de Mesoescala respondem pela maior parte da precipitação total (GRIMM, 2009a).

A maior parte da RSB não apresenta um padrão de variabilidade da precipitação bem definido (estação seca e chuvosa estabelecidas), o que ocorre devido à atuação de vários sistemas precipitantes na região. Reboita et al. (2010), ao fazer uma revisão bibliográfica sobre os regimes de precipitação atuantes na AS, sintetizaram os estudos de diversos autores e a partir da Marcha Anual das precipitações no continente Sul-Americano, extraída do *Atlas Climático de Sudamerica*, fizeram uma regionalização da mesma, através de uma análise visual. Esta regionalização se encontra na Figura 2, onde a RSB está inserida na região 4 (R4).

Reboita et al. (2010), ao fazer um apanhado de diversos estudos, apontaram os seguintes sistemas como sendo os principais responsáveis por causar precipitação na RSB, sul do Paraguai e Uruguai: 1- Sistemas frontais que se deslocam do oceano Pacífico, passam pela Argentina e seguem para o nordeste do Brasil; 2- Ciclones e frentes frias que se desenvolvem na R4 devido a presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis sobre a costa oeste da AS vindos do oceano Pacífico e também devido a condições frontogenéticas e/ou ciclogénéticas originadas na própria R4; 3- Sistemas Convectivos de

Figura 2 – Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na AS. R1 corresponde ao sudoeste da AS; R2 ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; R3 ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; R4 ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; R5 a área de noroeste a sudeste do Brasil, incluindo ainda o Equador e norte do Peru; R6 ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste do Brasil; R7 ao sertão nordestino do Brasil e R8 ao norte da AS incluindo o estado de Roraima.

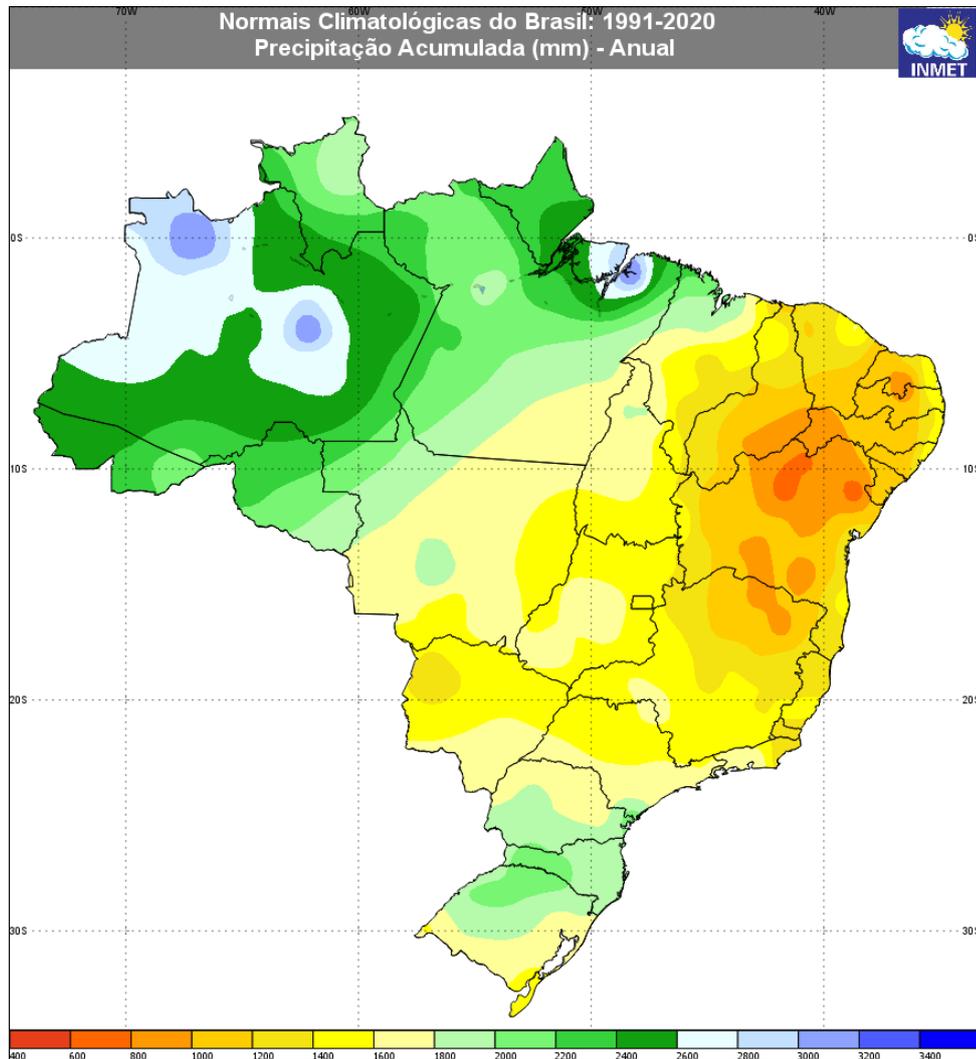


Fonte: Reboita et al. (2010), adaptada do *Atlas Climático de Sudamerica*.

Mesoescala; 4- Sistemas ciclônicos em níveis médios conhecidos como vírgula invertida; 5- Bloqueios atmosféricos. Além disso, há atuação de sistemas de circulação locais, como brisas, e também há influência indireta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), pois mesmo sendo um sistema que atua climatologicamente sobre o sudeste do Brasil, gera movimentos subsidentes sobre a RSB (REBOITA et al., 2010).

A Figura 3 apresenta os acumulados anuais de precipitação no Brasil, segundo a climatologia de 1991 a 2020 do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para a RSB, os valores variam de 1400 mm/ano no extremo sul e parte do extremo oeste do RS, chegando a até 2200 mm/ano entre a porção oeste de SC e parte do norte/noroeste do RS. Na maior parte da região, os acumulados ficam entre 1600 e 2000 mm/ano, que numa média mensal correspondem a 133 e 166 mm/mês.

Figura 3 – Climatologia anual de precipitação no Brasil, para o período de 1991-2020, pelos dados das estações pluviométricas do INMET. Os valores estão em mm/ano.



Fonte: INMET, disponível em ([https://clima.inmet.gov.br/NormaisClimatologicas/1991-2020/precipitacao\\_acumulada\\_mensal\\_anual](https://clima.inmet.gov.br/NormaisClimatologicas/1991-2020/precipitacao_acumulada_mensal_anual)).

## 2.2 *El Niño - Oscilação Sul (ENOS)*

Um dos fenômenos atmosféricos de grande escala que altera as circulações atmosféricas em todo planeta é o ENOS (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987). Este fenômeno surge de um acoplamento oceânico-atmosférico caracterizado por perturbações na TSM, na pressão atmosférica, no vento e na convecção na região do oceano Pacífico Equatorial, impactando principalmente, no Brasil, o regime de precipitação (GRIMM, 2009b). O ENOS possui duas fases opostas: o EN, caracterizado pelo enfraquecimento dos ventos alísios junto a um aquecimento anômalo das águas do oceano Pacífico Equatorial central e

leste, e a LN, identificada por um resfriamento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Equatorial, simultâneo a uma intensificação dos ventos alísios nesta região.

O ENOS é constituído por uma componente atmosférica, chamada Oscilação Sul, e uma componente oceânica, denominada EN. Existem vários índices para mensurar estas duas componentes separadamente e também acopladas, sendo que o mais antigo e utilizado para caracterizar a componente atmosférica é o Índice de Oscilação Sul, definido por Walker e Bliss (1932)(apud Casarin e Kousky (1986)) ao descobrirem a Oscilação Sul. Este índice é dado pela diferença de PNM normalizada entre Tahiti (Polinésia Francesa) e Darwin (Austrália).

Ropelewski e Halpert (1987, 1989) realizaram importantes estudos sobre a influência da Oscilação Sul na precipitação da AS, encontrando relações consistentes entre ambas. Ropelewski e Halpert (1987) identificaram uma área no sul da AS, que compreende o nordeste da Argentina, Uruguai e parte da RSB, na qual as anomalias de precipitação são consistentemente positivas de novembro dos anos de EN até fevereiro do ano seguinte. Ropelewski e Halpert (1989) concluíram que nesta mesma área, surgem anomalias negativas de precipitação consistentes entre julho e dezembro dos anos de LN. Outros trabalhos, tanto anteriores quanto posteriores a Ropelewski e Halpert (1987, 1989) observaram fortes relações entre a precipitação no Sul do Brasil e o fenômeno ENOS, tais como Kousky, Kayano e Cavalcanti (1984), Rao e Hada (1990) e Gan e Rao (1991).

Num estudo semelhante aos de Ropelewski e Halpert (1987, 1989), porém com dados de uma rede mais densa de estações meteorológicas, Grimm, Ferraz e Gomes (1998) descobriram que a RSB apresenta anomalias positivas de precipitação consistentes durante a primavera dos anos de EN, que contribuem para extremos chuvosos, com um pico pronunciado em novembro. Já durante a primavera dos anos de LN, fortes anomalias negativas consistentes prevalecem sobre grande parte da região, com magnitude máxima também em novembro, contribuindo para os extremos secos. Uma grande parte das anomalias chuvosas na primavera dos anos de EN se deve a intensificação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala: eles são comuns na parte oeste da RSB nesta época do ano e sua intensificação está provavelmente associada ao fortalecimento do jato subtropical sobre a região durante os eventos de EN (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998).

Utilizando uma metodologia similar a de Ropelewski e Halpert (1987, 1989) e a de Grimm, Ferraz e Gomes (1998), Grimm, Barros e Doyle (2000) identificaram que a RSB é a região, dentre todo o sul da AS, onde o impacto dos eventos EN nas anomalias de

precipitação é o mais forte. Estas anomalias, no geral, evoluem da mesma forma no eventos LN, especialmente na primavera, mas com sinal contrário. Ao analisar campos de circulação atmosférica, os autores (GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000) descobriram que as anomalias de precipitação resultam de alterações nas características já existentes na circulação durante determinada estação e em regiões específicas, como é o caso da intensificação (enfraquecimento) do jato subtropical na primavera, com advecção de vorticidade ciclônica (anticiclônica) sobre a RSB e o aumento (diminuição) da advecção de norte da umidade durante os eventos de EN (LN).

Tedeschi, Cavalcanti e Grimm (2013), ao estudar a influência do ENOS Modoki e do ENOS Canônico na precipitação da AS, encontraram que entre os anos de 1979 e 2009, durante eventos de EN (LN) Canônico, houve um aumento (diminuição) da precipitação na Bacia do Prata, que corresponde a boa parte do território da RSB. Já em eventos de ENOS Modoki, esses padrões típicos não foram observados, e em algumas regiões as anomalias de precipitação exibiram até sinais opostos. As autoras também verificaram que na parte extratropical da AS, os diferentes padrões de precipitação entre os dois tipos de ENOS e entre as diferentes épocas do ano se devem à mudanças nos trens de ondas do Pacífico e às diferenças na intensidade do fluxo de umidade sobre o continente.

Como já mencionado, existem vários índices para quantificar e qualificar as componentes do ENOS, tanto de forma separada como acoplada. O ONI é um índice utilizado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) para detectar períodos de EN e LN apenas pela componente oceânica e é dado pela média móvel de 3 meses da anomalia de TSM do *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5* (ERSST.v5) (HUANG et al., 2017) na região do Niño 3.4 (delimitada pelas coordenadas 5°N - 5°S e 120°O - 170°O). Para ser considerado como um evento de EN (LN), o valor do ONI deve ser maior (menor) que 0,5(-0,5)°C por cinco médias móveis consecutivas (YU et al., 2011).

O Índice ENOS Multivariado versão 2 (*Multivariate Enso Index Version 2* – MEI.v2), também utilizado pela NOAA, é uma índice acoplado oceano-atmosfera e corresponde a série temporal da principal Função Ortogonal Empírica (*Empirical Orthogonal Function* - EOF) combinada das anomalias bimensais padronizadas de cinco variáveis numa grade de 2,5°x 2,5°. São estas cinco variáveis: PNM; TSM; componentes zonais e meridionais do vento de superfície (u e v) (obtidos a partir da reanálise global de alta qualidade JRA-55) (KOBAYASHI et al., 2015) e radiação de onda longa emergente (provenientes do *Climate Data Record* da NOAA, versão 2.2-1). A região onde a EOF é calculada corresponde a

bacia do oceano Pacífico Tropical (30°S - 30°N e 100°L - 70°O), excluindo áreas continentais e o oceano Atlântico.

### 2.3 Oscilação Antártica (AAO)

#### 2.3.1 Definição

O principal padrão de variabilidade da circulação atmosférica nos extratropicais do HS corresponde a uma estrutura zonalmente simétrica ou anular, de natureza barotrópica e com anomalias coincidentes de sinais opostos na região da Antártica e em latitudes médias. Este padrão tem sido nomeado como AAO (GONG; WANG, 1999), Modo Anular Sul (*South Annular Mode* - SAM)(LIMPASUVAN; HARTMANN, 1999) e também Modo de Alta Latitude (ROGERS; LOON, 1982).

Hartmann e Lo (1998), ao estudar a variabilidade do fluxo médio zonal no HS, mostraram que o modo dominante de variabilidade de baixa frequência é uma vacilação barotrópica do vento médio zonal com centros de sinais opostos próximos a 40°S e 60°S, sendo esta estrutura o modo dominante na análise de EOFs, tanto no vento zonal quanto no momento angular, o que corresponde ao padrão da AAO. Gong e Wang (1999) encontraram em seu estudo que a característica mais notável do padrão AAO é a forte relação negativa entre os valores de pressão em 40°S e 65°S, e a partir disso definiram a diferença de PNM média zonal normalizada entre estas latitudes como um índice para a AAO. Na fase positiva (negativa) deste índice, as anomalias de pressão em latitudes médias são positivas (negativas) e na região Antártica são negativas (positivas).

Thompson e Wallace (2000) identificaram o padrão AAO como sendo a principal EOF em muitos campos atmosféricos, incluindo pressão superficial, altura geopotencial em vários níveis, temperatura da superfície e vento zonal. O *Climate Prediction Center* (CPC) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) calcula o valor diário do índice de AAO a partir da primeira EOF das anomalias de altura geopotencial em 700 hPa ao sul de 20°S de sua própria reanálise, onde as séries temporais são normalizadas pelo desvio padrão do índice mensal (baseado no período de 1979-2000). Este centro fornece em seu *website* valores diários e mensais deste índice desde 1979, e os padrões observados nas suas fases positiva e negativa correspondem basicamente aos definidos por Gong e Wang (1999).

### 2.3.2 Impactos

Gillett, Kell e Jones (2006) utilizaram dados observacionais de temperatura e precipitação de estações meteorológicas para identificar a influência da AAO nas regiões terrestres de todo o HS. Eles descobriram que a fase positiva da AAO está associada a um resfriamento (aquecimento) significativo na Antártica e em grande parte da Austrália (Península Antártica, Argentina, Tasmânia e sul da Nova Zelândia). A fase positiva da AAO também está relacionada a condições anômalas secas (úmidas) no sul da América do Sul, Nova Zelândia e Tasmânia (em grande parte da Austrália e África do Sul), devido à mudança para sul do caminho das tempestades.

A relação entre a AAO e a precipitação no sudeste da AS (SESA) entre 1979 e 1999 foi examinada por Silvestri e Vera (2003). Os autores descobriram que a influência da AAO é particularmente forte e estatisticamente significativa durante o inverno e o final da primavera do HS, porém com sinais opostos (nos meses de julho e agosto, a correlação entre a fase da AAO e as anomalias de precipitação no SESA é positiva, enquanto que em novembro e dezembro é negativa). Silvestri e Vera (2003) também sugeriram que, no fim da primavera e outono, a fase positiva (negativa) da AAO esteve associada à intensificação de uma anomalia anti-ciclônica (cyclônica) de nível superior, à diminuição (aumento) da convergência de umidade e à redução (aumento) de precipitação sobre o SESA. Por outro lado, durante o inverno, o sinal da AAO nas anomalias de circulação na AS se mostrou relativamente fraco, sendo desta forma incapaz de explicar a forte correlação entre a mesma e as anomalias de precipitação sobre o SESA.

Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009) avaliaram a relação sazonal entre a AAO e a distribuição espacial dos sistemas ciclônicos e da atividade frontogenética sobre o HS entre 1980 e 1999, bem como a distribuição de precipitação sobre a AS e oceano Atlântico Sul nas diferentes fases da AAO. Os resultados apontaram que na fase negativa da AAO, há uma intensa atividade frontogenética no setor da AS e oceano Atlântico Sul e que as trajetórias dos ciclones em todo o HS se deslocam para norte quando comparadas à fase positiva. Anomalias positivas de precipitação na parte sul da AS (sul do Brasil, Uruguai e centro-norte da Argentina) também foram observadas na fase negativa da AAO, especialmente no verão e outono. O máximo da precipitação ocorreu durante o outono, estendendo-se por todo o sul da AS, mas foi o verão a estação em que foi observada

uma grande anomalia positiva de precipitação sobre o Sul do Brasil. Em contrapartida, anomalias negativas de precipitação foram verificadas sobre a posição climatológica da ZCAS. Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009) também observaram em seus resultados que não há uma estação preferencial para as fases da AAO, mas que existe uma tendência para a fase positiva entre 1993 e 2000.

Silvestri e Vera (2009) mostraram que os padrões típicos da circulação na primavera do HS associados à AAO sofreram mudanças ao longo das décadas de 1960-1970 e 1980-1990, especialmente sobre a AS e a Austrália. Os autores descobriram que durante as primaveras da década de 1960-70, a fase positiva da AAO estava associada ao desenvolvimento de uma circulação anticiclônica anômala no sudoeste do Atlântico subtropical, responsável por intensificar a advecção de umidade e promover o aumento de precipitação sobre o SESA neste período. Já nas primaveras de 1980-1990, uma anomalia anticiclônica, induzida pela fase positiva da AAO, cobriu a maior parte do sul da AS e oceano Atlântico adjacente, enfraquecendo a convergência de umidade e diminuindo a precipitação sobre o SESA.

Vasconcellos e Cavalcanti (2010), buscando identificar características atmosféricas associadas a extremos de precipitação no verão austral na região Sudeste do Brasil entre 1980 e 2006, descobriram que eventos chuvosos ocorrem na fase positiva da AAO e exibem um padrão Pacífico-América do Sul (PSA) com um intenso centro ciclônico em  $120^{\circ}\text{O}$ , próximo à Antártica. Com relação às condições extremas secas, elas estão relacionadas a fase negativa da AAO e também possuem um padrão do tipo PSA associado, mas com um centro de anomalia ciclônica significativo próximo ao SESA, na região do sinal da AAO em latitudes médias. As autoras sugerem que a AAO age no sentido de intensificar o centro ciclônico a sudoeste da AS, que faz parte de um trem de ondas do tipo PSA, contribuindo para a intensificação do par de circulação anômala sobre a região Sudeste do Brasil.

Os impactos das fases da AAO sobre a AS, avaliados mês a mês e excluindo os eventos ENOS foram discutidos por Vasconcellos, Pizzochero e Cavalcanti (2019). Os resultados indicaram que o SESA e parte das regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil são as áreas mais afetadas pela AAO, mas seu impacto difere mês a mês e nem sempre há uma influência contrária entre as fases do modo anular. Com relação às anomalias de temperatura do ar nestas regiões, os autores encontraram que os meses de março, maio, julho, agosto, setembro e novembro apresentam valores positivos (negativos) durante a fase negativa (positiva) da AAO. No que se refere às anomalias de precipitação, os resultados de Vasconcellos, Pizzochero e Cavalcanti (2019) indicam um enfraquecimento

(intensificação) da ZCAS na fase negativa (positiva) da AAO nos meses de novembro, dezembro, janeiro e março. A região do SESA apresentou anomalias positivas (negativas) de precipitação na fase negativa (positiva) da AAO durante os meses de março a junho e dezembro. Entretanto, em outubro, a AAO parece influenciar esta região de forma oposta.

Diversos estudos investigaram o impacto da AAO nas demais regiões do HS, bem como em diferentes variáveis atmosféricas e oceânicas. Broeke e Lipzig (2004) utilizaram o resultado da integração de um modelo climático regional de alta resolução para avaliar a resposta do clima antártico à AAO. Os autores encontraram que quando o vórtice circumpolar está fortalecido (fase positiva da AAO), as anomalias no fluxo de noroeste causam aquecimento na Península Antártica e regiões adjacentes na Antártica ocidental e no mar de Weddell. Por outro lado, ocorre um resfriamento no leste da Antártica, na plataforma de gelo oriental de Ross e em partes da terra de Marie Byrd. Lovenduski e Gruber (2005) investigaram o impacto da AAO no vento superficial, na TSM e na concentração de clorofila na escala intra-sazonal e interanual no oceano Antártico a partir de observações de satélite. Os autores verificaram que a fase positiva da AAO está associada ao aumento dos ventos de oeste na Zona Antártica e na Zona frontal Polar, impulsionando o transporte equatorial de Ekman e provocando anomalias frias de TSM nessas regiões. Reason e Rouault (2005), ao estudarem as relações entre a AAO e as chuvas de inverno no oeste da África do Sul, descobriram que seis (seis) dos sete (oito) invernos mais úmidos (secos) que ocorreram na África do Sul durante 1948-2004 aconteceram na fase negativa (positiva) da AAO.

Hendon, Thompson e Wheeler (2007) documentaram as variações da precipitação e da temperatura superficial na Austrália associadas a AAO e mostraram que durante o inverno, a alta polaridade (fase positiva) do índice da AAO está associada à diminuição da precipitação diária no sudeste e sudoeste da Austrália, mas que durante o verão está relacionada ao aumento da mesma na costa leste do sul da Austrália e a sua diminuição no oeste da Tasmânia. Em relação a temperatura, os autores encontraram que a maior parte das anomalias associadas à AAO ocorrem durante a primavera e o verão, quando a fase positiva do índice está associada a temperatura máxima anormalmente baixa na maior parte da Austrália subtropical central e oriental. Sallée, Speer e Rintoul (2010), com o intuito de mostrar que a AAO está relacionada a anomalias em larga escala na profundidade das camadas mistas do oceano Antártico, analisaram dados de temperatura e salinidade de perfiladores Argo. Os autores concluíram que os ventos meridionais associados

as mudanças da simetria zonal da AAO causam anomalias no fluxo de calor que podem, por sua vez, explicar as mudanças observadas na profundidade da camada mista e na TSM. Sallée, Speer e Rintoul (2010) ainda sugerem que mudanças na AAO, incluindo tendências recentes, podem gerar variações na profundidade da camada mista do oceano Antártico, afetando a troca ar-mar, o sequestro oceânico de calor e de carbono e a produtividade biológica.

### 2.3.3 Variabilidade

Ao investigar a influência do estado básico da atmosfera na estrutura e dinâmica da AAO durante o verão austral através de observações e de experimentos em um modelo de circulação geral, Codron (2005) descobriu que as principais diferenças entre os subconjuntos das climatologias envolviam variações da latitude do jato médio. Ele verificou que em todos os casos, a AAO é caracterizada por mudanças latitudinais do jato em torno de sua posição média, reforçadas por um feedback positivo do fluxo de momento das ondas baroclínicas.

Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) mostraram, através de uma regressão de anomalias de vento zonal em 200 hPa e de altura geopotencial em 700 hPa no verão austral, que a intensificação do jato subtropical e seu deslocamento em direção ao equador junto ao enfraquecimento do jato polar favorece a fase negativa da AAO. Por outro lado, na fase positiva da AAO, o jato subtropical se desloca em direção ao polo e o jato polar sofre uma intensificação. De acordo com os autores, isto faz com que as fases distintas da AAO modulem a latitude de formação dos ciclones: o deslocamento do jato subtropical para o equador durante a fase negativa da AAO favorece uma mudança na posição dos locais de formação e dissipação dos ciclones para latitudes mais baixas, por exemplo. Ademais, os ciclones tendem a apresentar pressões centrais mais altas na fase negativa da AAO quando comparados à fase positiva.

No mesmo estudo, Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) buscaram obter relações entre as fases da AAO e a atividade intra-sazonal e interanual tropical no verão austral. Na escala interanual, os autores encontraram que a fase negativa (positiva) da AAO é dominante quando os padrões de anomalias de TSM, de convecção e de circulação atmosférica se assemelham as fases El Niño (La Niña) do ENOS. Em relação a atividade intra-sazonal, o

aumento (diminuição) da mesma na circulação dos trópicos para os extratropicos no HS está relacionada a fase negativa (positiva) da AAO, enquanto que no Hemisfério Norte, o aumento desta atividade está ligado a fase positiva (negativa) da oscilação. Além disso, os autores encontraram indícios de que o início da fase negativa da AAO esteja relacionado à propagação da Oscilação Madden-Julian (MJO): a convecção profunda no oceano Pacífico tropical central, com propagação para leste, relacionada ao El Niño ou à MJO (ou à combinação entre ambos os fenômenos) parece modular a circulação do HS e favorecer as fases negativas da AAO durante o verão austral. Por outro lado, fases positivas persistentes da AAO aparentam ser favorecidas em condições opostas, isto é, quando a convecção é suprimida próximo ao oceano Pacífico tropical central.

Outros trabalhos também apontam a existência de uma relação entre o ENOS e a AAO. Silvestri e Vera (2003) estudaram a influência combinada dos sinais ENOS e AAO na variabilidade da precipitação sobre o SESA e verificaram que durante a primavera, a atividade da AAO produz uma forte modulação do sinal do ENOS sobre a precipitação desta região. L'Heureux e Thompson (2006), utilizando dados da reanálise, mostraram que 25% da variabilidade interanual da AAO é linearmente relacionada à flutuações do ENOS, com essa relação entre os dois padrões ocorrendo durante o verão austral (novembro-fevereiro). Fogt e Bromwich (2006) examinaram a variabilidade decadal do ENOS com o padrão de altas latitudes do oceano Pacífico Sul, também conhecido como padrão PSA, entre 1979 e 2001 e identificaram mudanças notáveis na correlação AAO-ENOS entre as décadas. Nas primaveras da década de 1980, a teleconexão era fraca devido à interferência entre o padrão PSA e a AAO. No entanto, durante a década de 1990, uma relação em fase entre as respostas das anomalias de circulação associadas a estes dois modos amplificou as anomalias de altura geopotencial e pressão no oceano Pacífico Sul, produzindo teleconexões mais fortes. Cai, Sullivan e Cowan (2011), utilizando simulações individuais dos modelos do *Coupled Model Intercomparison Project phase 3* (CMIP3), mostraram que os sinais do ENOS são fortemente projetados na AAO. Ao examinar a relação entre a AAO e a variabilidade da TSM nos trópicos, Ding et al. (2012) descobriram que perturbações meridionais na AAO estão significativamente correlacionadas com anomalias de TSM no oceano Pacífico tropical central (oriental) durante o inverno (verão) austral. A assinatura da AAO no setor do Pacífico se mostrou semelhante a um trem de ondas Rossby forçado tropicamente, o chamado padrão PSA, enquanto a assinatura no setor do oceano Índico exibe um dipolo meridional alongado zonalmente. Assim, a AAO mostrou se comportar

de maneira diferente nos hemisférios leste e oeste e também ser fortemente influenciado por ondas planetárias que emanam do oceano Pacífico tropical. Han, Wang e Sun (2017) avaliaram a relação entre a AAO e o ENOS na primavera austral e descobriram que entre 1979 e 1993, as assinaturas espaciais do ENOS (AAO) ficavam restritas aos trópicos-latitudes médias (latitudes médias-Antártica) do HS, com uma fraca conexão entre as duas oscilações. Entretanto, após meados da década de 1990, os autores identificaram que as anomalias atmosféricas relacionadas ao EN projetam-se no padrão negativo da AAO, com uma estrutura barotrópica nas latitudes médias e altas do HS.

#### 2.3.4 Tendência

Vários estudos, tanto observacionais quanto numéricos, têm mostrado que a AAO apresenta uma tendência para a sua fase positiva. Thompson, Wallace e Hegerl (2000), ao estudarem as tendências dos modos anulares em ambos os hemisférios a partir de dados de reanálise, descobriram que as quedas de altura geopotencial na região da baixa troposfera sobre a região da calota polar Antártica dão indícios de uma mudança em direção à fase positiva da AAO, sem sazonalidade aparente. Thompson e Solomon (2002) apresentaram evidências de que tendências recentes na circulação troposférica do HS parecem indicar um viés em direção à fase positiva da AAO, que pode ser atribuído à mudanças no vórtice polar estratosférico inferior e que se devem, em grande parte, às perdas fotoquímicas de ozônio estratosférico. Simulações numéricas feitas a partir de projeções que consideram as mudanças climáticas, com forçamento devido aos gases de efeito estufa e aerossóis (FYFE; BOER; FLATO, 1999), ao aquecimento transiente, antrópico e de efeito estufa (KUSHNER; HELD; DELWORTH, 2001) e ao efeito da perda de ozônio estratosférico (SEXTON, 2001) também verificaram a existência de uma tendência para a fase positiva da AAO.

Ao questionar a confiabilidade das tendências para a fase positiva encontradas nos estudos publicados até o ano de sua pesquisa, Marshall (2003) empregou uma definição modificada para o índice da AAO, para que dados de estações pudessem ser utilizados a fim de avaliar as mudanças temporais verdadeiras no modo anular. Ele concluiu que, durante o período de 1958 a 2000, houve de fato um aumento na AAO (uma mudança em

direção a sua fase positiva). Esta tendência é estatisticamente significativa no nível de 10% e vem ocorrendo desde meados da década de 1970 até o período mais atual do estudo.

A origem desta tendência positiva da AAO ainda não era clara e alguns trabalhos tentaram investigar suas possíveis causas. Arblaster e Meehl (2006) tentaram separar a contribuição de algumas forçantes externas para a tendência observada da AAO através de simulações em um modelo global acoplado. Ao forçar o modelo com séries temporais observadas de gases de efeito estufa, ozônio troposférico e estratosférico, aerossóis de sulfato, aerossóis vulcânicos, variabilidade solar e várias combinações entre eles, os autores obtiveram simulações que remetem ao século XX e as utilizaram para examinar as tendências da AAO e compará-las às observações, numa tentativa de isolar a resposta do sistema climático a cada forçante individual. Arblaster e Meehl (2006) verificaram que as mudanças no ozônio estratosférico são as que mais contribuem para a tendência de intensificação do vórtice polar sul observada no verão na segunda metade do século XX, enquanto que mais próximo da superfície, o aumento de gases de efeito estufa também é um fator importante na reprodução das tendências observadas.

## 2.4 *Oceano Atlântico Sudoeste (OASO)*

### 2.4.1 Impactos na precipitação

Ao longo dos últimos anos, diversos estudos buscaram compreender a relação entre o oceano Atlântico Sul e os padrões de precipitação no continente Sul-Americano. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sudoeste na precipitação do RS e do Uruguai foi analisada no trabalho de Diaz e Studzinski (1994). Os autores confirmaram neste estudo a influência do ENOS na precipitação destas regiões, o que já havia sido verificado em trabalhos anteriores (KOUSKY; KAYANO; CAVALCANTI, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ROPELEWSKI; HALPERT, 1989; RAO; HADA, 1990; GAN; RAO, 1991) e também perceberam que o oceano Atlântico parece influenciar os fenômenos atmosféricos que atuam nestes locais devido a sua proximidade com o continente. Num estudo posterior, Diaz, Studzinski e Mechoso (1998), ao procurar entender as relações entre as anomalias de precipitação no Uruguai e no RS e as TSMs nos oceanos Pacífico e Atlântico, verificaram que anomalias positivas de TSM no OASO parecem influenciar positivamente as anomalias de precipitação nas regiões de estudo entre outubro e dezembro

e abril e julho, especialmente no segundo período. Entretanto, os autores salientaram que não fica claro se os padrões de anomalias de TSM no oceano Atlântico encontrados no estudo são resultado da assinatura de fenômenos globais ou regionais (ou ambos). Robertson e Mechoso (1998) encontraram uma relação significativa entre as vazões dos rios Uruguai e Paraná na escala quase-decadal e as anomalias de TSM no oceano Atlântico, bem como máximos interanuais na vazão na escala de tempo do ENOS. Os autores sugeriram, desta forma, que a influência do oceano Pacífico nas vazões ocorre em escala interanual e a do oceano Atlântico, em escala decadal.

Barros et al. (2000), ao estudar a influência da ZCAS e da TSM do Atlântico Sul na variabilidade interanual das chuvas de verão no SESA, descobriram que no nordeste da Argentina, Uruguai e na RSB, as anomalias quentes (frias) de TSM entre 20°S e 40°S e a oeste de 30°O não apenas contribuem para aumentar (diminuir) a precipitação nestas regiões, mas também estão associadas a um deslocamento para sul (norte) da ZCAS, o que resulta em menos (mais) precipitação no sudeste do Brasil. Doyle e Barros (2002), num estudo semelhante ao anterior, encontraram que no caso de anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico Sul subtropical ocidental, existem anomalias positivas de precipitação em duas zonas: uma na extensão continental de uma ZCAS deslocada para o sul e outra centrada no nordeste da Argentina e sul do Brasil. No caso de anomalias negativas de TSM na mesma região, as anomalias positivas de precipitação estão na extensão continental da ZCAS, que nesse caso fica deslocada para o norte de sua posição média, enquanto anomalias negativas são observadas no nordeste da Argentina e na RSB.

Sansigolo, Pereira e Silva (2004) analisaram a relação entre a variabilidade sazonal e interanual da precipitação no Sul do Brasil e anomalias de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico entre 1950 e 1997. Os autores identificaram que a região definida como Atlântico Sudoeste tem influência sobre a precipitação da região, onde anomalias positivas de TSM nesta área se relacionam à precipitação acima da média na RSB, principalmente no segundo trimestre do ano e nas áreas ao sul e litorâneas, com defasagem de 1 a 6 meses. Na parte continental da RSB, a precipitação se relaciona com a TSM do Atlântico Sudoeste apenas no verão, simultaneamente e com defasagem de 2 meses. Cardoso e Silva Dias (2004) fizeram uma identificação de trimestres com eventos extremos de precipitação nas regiões Sul e Sudeste do Brasil e investigaram a relação entre eles e as anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico. A região de estudo foi dividida em regiões homogêneas em relação à precipitação e foram calculadas correlações entre a precipitação de cada região e

as anomalias de TSM, a fim de verificar a influência de cada oceano na mesma. Correlações significativas foram observadas sobre o oceano Pacífico em todas as estações, com exceção do verão, estação a qual o oceano Atlântico se mostrou mais influente sobre os extremos de precipitação das regiões analisadas.

Kayano e Sansigolo (2009) fizeram uma análise de ondeletas e descobriram que a precipitação no Sul do Brasil apresenta uma coerência mais fraca com as anomalias de TSM oceano Atlântico Subtropical Sudoeste quando comparada a coerência da precipitação na RSB com as anomalias de TSM na região do *niño* 3.4. Firpo (2012) avaliou o impacto das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico Equatorial, Pacífico Sul e Atlântico Sudoeste na variabilidade interanual das temperaturas e da precipitação no RS. A autora identificou que a combinação EN (LN), anomalias positivas (negativas) de TSM no OASO e anomalias negativas (positivas) de TSM no oceano Pacífico Sul no outono e inverno é a que maximiza a ocorrência de precipitação acima (abaixo) da média na primavera e no verão seguintes.

Ao examinar as distribuições das anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul nos eventos extremos secos de precipitação no Sudeste do Brasil durante o outono, inverno e primavera, Pampuch et al. (2016) verificaram a existência de um padrão de tripolo (anomalias de TSM negativas na região tropical, positivas na costa do Sudeste/parte do Sul do Brasil e negativas no sul da AS) associado aos eventos extremos secos das regiões mais ao sul do Sudeste brasileiro (R1, R2 e R3 do estudo) nas três estações, que variam ligeiramente em termos de posição e intensidade. Numa análise anterior e mais completa em relação à Pampuch et al. (2016), Pampuch (2014) mostrou que há uma redução na passagem de frentes frias nos eventos extremos secos do Sudeste do Brasil em relação à climatologia, especialmente nas regiões R1, R2 e R3. A autora sugere que o padrão de tripolo observado nas anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul mencionado anteriormente faz com que as frentes frias tendam a ficar mais estacionadas próximo ao gradiente de TSM, entre os valores positivos ao sul da costa do sul e sudeste do Brasil e negativos ao sul de 40°S.

#### 2.4.2 Variabilidades e circulações associadas

É na região do OASO que a confluência entre a corrente do Brasil e a corrente das Malvinas ocorre (GORDON, 1989). O maior contraste na TSM do oceano Atlântico Sul

se dá no limite oeste, quando as águas mais quentes e salinas da corrente do Brasil, que se movem para sul, encontram as águas frias e menos salinas da corrente das Malvinas, direcionadas para norte. Este contraste térmico e de densidade entre os dois corpos d'água contribui para a formação de intensos gradientes de *momentum* e calor entre o oceano e a atmosfera (PEZZI; SOUZA, 2009).

Há indicativos de que o clima na RSB seja influenciado pelas anomalias de TSM na região do OASO e suas vizinhanças. Gan e Rao (1991) salientaram que o contraste térmico entre o continente e o oceano junto ao gradiente de TSM causado pelo encontro da corrente das Malvinas com a do Brasil favorecem a intensificação do fluxo de calor sensível, parâmetro essencial para o desenvolvimento de ciclogênese. Além de ser rota de sistemas frontais, tempestades e ciclones que atingem a porção Sul e Sudeste do Brasil (PEZZI et al., 2009), a costa leste da parte sul da AS é uma região ciclogênica que, dependendo das anomalias de TSM, pode ser mais ou menos propícia à ciclogênese (SARAIVA; SILVA DIAS, 1997).

O clima do OASO é marcada por forte sazonalidade, sendo a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) um sistema atmosférico que contribui para a variabilidade do clima nesta região, pois ela também oscila, meridionalmente, em escala sazonal (PEZZI; SOUZA, 2009). Venegas, Mysak e Straub (1997), utilizando a técnica de Decomposição do Valor Singular, encontraram os principais modos de comportamento da TSM e da pressão em superfície no oceano Atlântico Sul a fim de entender como ocorre o acoplamento oceano-atmosfera nas escalas interanual e interdecadal. Os resultados mostraram relações entre o deslocamento (zonal e meridional) e o fortalecimento/enfraquecimento da ASAS e os padrões de TSM no oceano Atlântico Sul, especialmente no verão.

Wainer e Venegas (2002), utilizando duas técnicas de reconhecimento de sinal em dados de um modelo acoplado de circulação global, sugeriram que mudanças na intensidade dos ventos de oeste associadas à variabilidade na parte sul da ASAS impulsionam mudanças no transporte de massa oceânica. Segundo as autoras, isto resulta na variação da intensidade da corrente das Malvinas na fronteira oeste e na posição da confluência Brasil-Malvina, fazendo com que a variabilidade multidecadal desta região do oceano Atlântico seja provocada pela atmosfera. Haarsma, Campos e Molteni (2003) e Haarsma et al. (2005), através de um estudo feito com um acoplamento de modelos atmosféricos e oceânicos, descobriram a existência de modos de variabilidade decadal e interanual no Atlântico Sul nos quais parece haver uma ligação entre a TSM e a PNM, onde o efeito seria uma

combinação entre fluxos turbulentos de superfície, transporte de Ekman e mistura induzida pelo vento.

Como já mencionado, existe um acoplamento entre a PNM e a TSM do oceano Atlântico Sul (VENEGAS; MYSAK; STRAUB, 1997; HAARSMA; CAMPOS; MOLTENI, 2003; HAARSMA et al., 2005), Assim, a ASAS é outro mecanismo atmosférico que pode ser responsável pela ocorrência de extremos de precipitação na AS. No inverno, climatologicamente, a ASAS se encontra nas proximidades da costa do sudeste do Brasil (em sua posição mais a oeste) e dependendo do seu tempo de atuação, pode bloquear o avanço de sistemas frontais nesta região (ITO, 1999; REBOITA et al., 2010).

Uma análise do comportamento da ASAS foi realizada por Mächel, Kapala e Flohn (1998), mostrando que sua sazonalidade é determinada por deslocamentos tanto zonais quanto meridionais, em que sua posição mais a leste é registrada entre outubro e abril, a posição mais a oeste de julho a agosto e de janeiro a março, as posições mais ao sul são encontradas em março (em torno de 32.5°S) e mais ao norte em agosto (em torno de 28.7°S). Além disso, os autores mostraram que o fortalecimento da ASAS está acoplado com sua migração para sul, sendo que o centro atinge seu máximo de pressão em agosto (1026 hPa) e mínimo de dezembro a abril (1021 hPa).

Ito (1999) elaborou uma climatologia da ASAS durante os invernos de 1982 a 1996, com foco na influência da passagem de sistemas frontais. Julho foi o mês em que a ASAS apresentou sua posição mais a oeste e próxima do continente (em torno de 10°O) e em junho e agosto o centro ficou em média em torno de 5°O. Utilizando um procedimento automatizado para rastrear centros de alta pressão, Ito (1999) confirmou os resultados de Mächel, Kapala e Flohn (1998) para a ASAS, descrevendo em detalhes o seu deslocamento leste e oeste e seu comportamento que, no geral, segue o padrão dos sistemas frontais: quando há passagem de uma frente fria, observou-se um deslocamento meridional da ASAS para leste. Degola (2013) fez uma caracterização da ASAS e avaliou sua influência no clima da AS no presente e para projeções futuras. O autor verificou que a ASAS apresenta sua posição mais ao norte (em torno de 29°S) nos meses de inverno, mais ao sul (33°S) nos meses de fevereiro e março, mais a oeste (próximo de 2°O) nos meses de março, abril e outubro e mais a leste em fevereiro e agosto.

### 3 Materiais e Métodos

Nesta seção, os dados utilizados para a realização deste trabalho são descritos, bem como as metodologias usadas para a geração dos resultados.

#### 3.1 Dados

A ERA-20c é a primeira reanálise atmosférica do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) do século XX, compreendendo o período de 1900-2010 e gerada a partir de um modelo de circulação geral da atmosfera e um esquema de análise variacional quadridimensional (POLI et al., 2016). O modelo de circulação geral assimila dados de concentração de gelo marinho e TSM, provenientes do *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature* (HadISST) versão 2.1 e também observações de pressão e vento em superfície (ambos sobre o oceano) do *International Surface Pressure Databank* (ISPD) versão 3.2.6 e do *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) versão 2.5.1 (HERSBACH; POLI; DEE, 2015). As variáveis utilizadas neste estudo oriundas da ERA-20c, mensais e que abrangem o período de 1900 a 2010, são:

- Precipitação [m/dia], convertida para [mm/mês], resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ ;
- Geopotencial em 700 hPa [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ], convertido para altura geopotencial em 700 hPa [m], resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ ;
- Geopotencial em 500 hPa [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ], convertido para altura geopotencial em 500 hPa [m], resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ ;
- PNM [Pa], resolução de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  e  $1^\circ \times 1^\circ$ ;
- TSM [K], resolução de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  e  $1^\circ \times 1^\circ$ ;
- Vento zonal em 10m de altitude [m/s], resolução de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ;
- Vento zonal [m/s], resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ , em 10m de altitude e nos níveis de 850, 500 e 200 hPa;
- Vento meridional em 10m de altitude [m/s], resolução de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ;
- Vento meridional [m/s], resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ , em 10m de altitude e nos níveis de 850, 500 e 200 hPa.

Para fins de validação dos dados de precipitação e das variáveis utilizadas para calcular os índices de AAO e MEI.v2 para o período em comum, foram utilizadas as

mesmas variáveis (com as mesmas unidades, conversões e resoluções espaciais) provenientes da reanálise ERA-Interim, uma reanálise atmosférica global, também do ECMWF, que cobre o período de dados desde 1979 e que foi descontinuada em agosto de 2019. A principal diferença entre a ERA-Interim e a ERA-20c é a quantidade e a variedade de dados assimilados. Por iniciar num período mais recente, a ERA-Interim assimila dados de diversas variáveis meteorológicas e oceânicas provenientes de radiossondagens, observações em superfície, registros de navios, satélites, boias, entre outras formas de medição (DEE et al., 2011).

Dados do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC), em [mm/mês] e resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ , foram usados para validar a precipitação em todo o período de estudo (1900-2010). O arquivo utilizado deste conjunto - v2018 - refere-se a dados interpolados de aproximadamente 80.000 estações pluviométricas ao redor do globo com qualidade controlada e que apresentam registros de no mínimo 10 anos, se estendendo de 1871 a 2016 (SCHNEIDER et al., 2018).

Em relação aos índices atmosféricos/oceânicos utilizados neste trabalho e descritos anteriormente nas seções 2.2 e 2.3, os dados mensais do MEI.v2 foram extraídos da página da NOAA (disponível em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>) e o índice AAO do CPC-NCEP (disponível em [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao/ao.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml)). Ambos foram usados para fins de comparação com os índices calculados pelos dados das reanálises ERA-20c e ERA-Interim para o período em comum entre as mesmas (1979-2010).

## 3.2 Metodologia

### 3.2.1 Cálculo dos índices MEI.v2 e AAO

A técnica multivariada de análise EOF, intitulada por Lorenz (1956) tem como objetivo criar, a partir de uma série inicial com um grande número de variáveis, uma nova série que represente melhor a variabilidade da série de entrada submetida a esta técnica e que forneça uma maior clareza dos padrões que já estão inclusos na série (WILKS, 2006). Para realizar seu cálculo, é necessário determinar os autovalores e autovetores da matriz de covariância, onde os autovetores representam as EOFs, sendo a primeira EOF a responsável pela maior parte da variabilidade dos dados. Esta técnica é amplamente

utilizada em Meteorologia e no caso deste trabalho é encontrada no cálculo do MEI.v2 e da AAO.

O MEI.v2 foi calculado utilizando dados da reanálise ERA-20c, com o objetivo de fazer a separação do período em que o fenômeno ENOS esteve em sua fase neutra de 1900 a 2010, doravante Período Neutro (PN), e descartar os eventos de EN e LN. O critério utilizado para a definição de eventos de EN (LN) a partir do MEI.v2 é que o índice apresente valores acima (abaixo) de 0,5 (-0,5). Em termos de persistência, o mesmo critério do ONI foi utilizado (persistência dos valores abaixo ou acima dos limiares por no mínimo 5 médias móveis mensais consecutivas) (YU et al., 2011). Uma adaptação em relação a definição original do MEI.v2 (explanada na subseção 2.2) foi feita para o cálculo do índice: a radiação de onda longa emergente não foi utilizada, pois não há medida desta variável que remeta ao início do século XX, uma vez que ela é uma estimativa de satélite. Desta forma, o MEI.v2 calculado pela ERA-20c corresponde a principal EOF combinada das demais quatro variáveis (PNM, TSM, vento zonal e vento meridional).

O índice de AAO mensal foi calculado com o intuito de ser relacionado com a precipitação na RSB, a partir da mesma metodologia utilizada pelo CPC-NCEP (abordada na seção 2.3), porém com os dados de altura geopotencial em 700 hPa da ERA-20c. Foram estabelecidos limiares: somente os meses em que os valores do índice ficaram abaixo (acima) de -0,5 (0,5) foram considerados, caracterizando assim os meses de fase negativa (positiva) da AAO. Isto foi feito pois, devido ao fato do índice ser mensal, valores fora destes limiares trariam incerteza sobre qual fase da AAO realmente predominou durante o mês em questão, uma vez esta oscilação apresenta uma variação em escala menor que a mensal. Ademais, utilizando estes limiares, também se excluem meses em que a AAO se manteve próxima da neutralidade.

### 3.2.2 Validação dos dados

Como forma de validar o MEI.v2 e o índice de AAO calculados a partir dos dados da ERA-20c, os mesmos dados da ERA-Interim foram utilizados para calculá-los novamente e compará-los para o período em comum entre ambas as reanálises (1979-2010). Também foram usados para esta validação os valores do MEI.v2 e do índice de AAO disponíveis nas suas respectivas páginas web (NOAA e CPC-NCEP) e descritos na seção 2.2 e 2.3.

A técnica estatística utilizada para comparação das séries temporais dos índices foi a correlação. Ela é calculada em pares, ou seja, com apenas duas séries temporais. Os valores variam entre -1 e 1, sendo que quanto mais próximos destes números o coeficiente de correlação estiver, mais as séries temporais se correlacionam negativa ou positivamente, respectivamente. Coeficientes próximos a zero indicam que as séries não possuem correlação entre si.

A validação da precipitação da ERA-20c foi feita de duas formas. Na primeira, o dado foi utilizado para todo o período (desde 1900) e foi comparado com a precipitação do GPCC. Na segunda, a precipitação da ERA-20c foi utilizada somente a partir de 1979 e a comparação foi feita com a precipitação da ERA-Interim. Para os dois casos, foi calculada a média no tempo das séries no domínio da RSB e depois obteve-se a diferença entre os conjuntos.

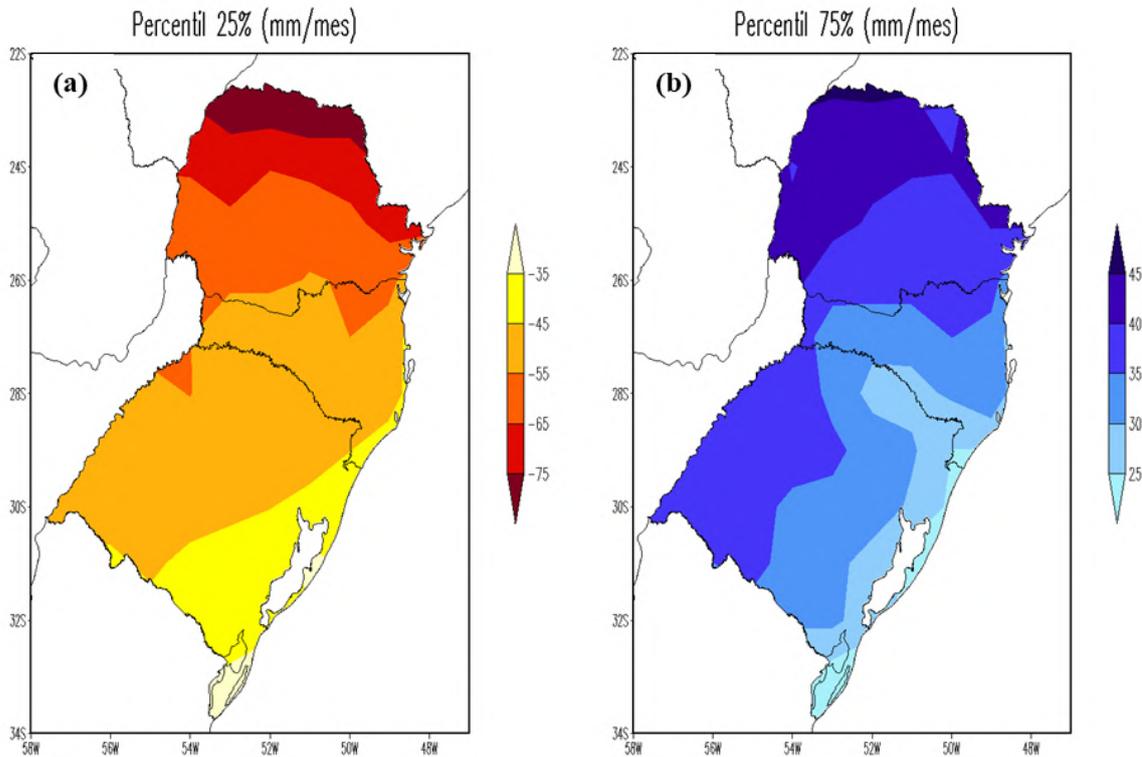
### 3.2.3 Cálculo dos eventos extremos de precipitação

Os dados mensais de precipitação da ERA-20c foram separados para o PN (série temporal referente aos meses neutros do fenômeno ENOS segundo o índice MEI.v2, de 1900 a 2010). A tendência desta nova série de precipitação foi removida e o resultado foi considerado como sendo as anomalias mensais de precipitação no PN. Os percentis de 25% e 75% destas anomalias foram calculados para representar os extremos de precipitação secos e chuvosos, respectivamente. Desta forma, obteve-se padrões de distribuição e intensidade dos extremos mensais de precipitação na RSB para o PN, apresentados na Figura 4.

Para o percentil de 25%, os valores das anomalias de precipitação ficaram praticamente entre -35 e -75 mm/mês, com um gradiente apontando para sul. Já no percentil de 75%, o gradiente das anomalias aponta para o quadrante norte, com valores ficando basicamente entre 25 e 45 mm/mês.

Em termos de padrões espaciais, os dois percentis apresentam uma distribuição de valores semelhante, diferindo apenas em parte da metade oeste do RS. Uma das hipóteses para justificar tal comportamento é que, a medida em que se vai para o norte da RSB, o regime de precipitação começa a mudar, passando de uma precipitação bem distribuída ao longo do ano no centro-sul da região, para um regime de monção no Paraná e parte de Santa Catarina (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998). Desta forma, como os percentis

Figura 4 – Percentil de 25% das anomalias mensais de precipitação no PN, representando os extremos secos (a), Percentil de 75% das anomalias mensais de precipitação no PN, representando os extremos chuvosos (b). Todos os valores estão em mm/mês.



Fonte: Autora.

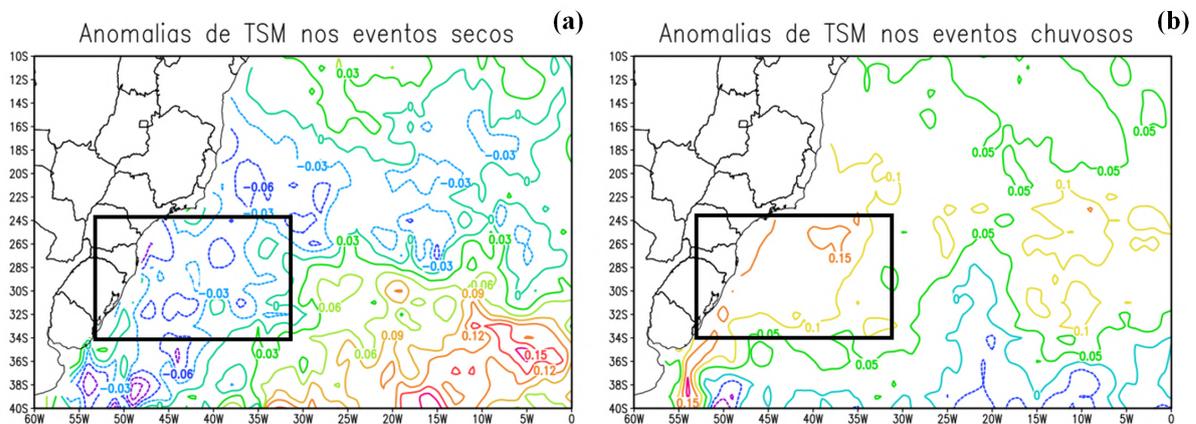
foram calculados em termos de anomalias, esta característica de monção (estações secas e chuvosas bem definidas) fica evidenciada, pois os extremos são mais intensos na região onde este tipo de regime atua, tanto negativa quanto positivamente.

Como o valor do limiar de cada percentil não é necessariamente atingido ao mesmo tempo em todos os pontos de grade, a média dos mesmos foi calculada na área correspondente a RSB com o intuito de obter um único limiar, que foi de -53.98 mm/mês para o percentil de 25% e de 35.5 mm/mês para o percentil de 75%. Assim, as datas onde as anomalias de precipitação ficaram abaixo (acima) de -53.98 (35.5) mm/mês para os percentis de 25 (75)% foram separadas e definidas como eventos extremos secos (chuvosos) de precipitação no PN para a RSB.

### 3.2.4 Anomalias de TSM no OASO

Como mencionado na seção 2.4, um dos fatores que parece influenciar a precipitação na RSB é a TSM no OASO. Para poder relacioná-la com os extremos secos e chuvosos definidos na subseção 3.2.3, as datas em que esses eventos ocorreram foram utilizadas para gerar composições de anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul, apresentadas na Figura 5.

Figura 5 – Composição de anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul para os eventos extremos secos (a) e para os eventos extremos chuvosos (b).



Fonte: Autora.

Nas duas composições (Figura 5(a) e 5(b)), a caixa preta está inserida sobre a área onde as anomalias estão mais intensas e próximas da região de estudo. Assim, esta área (34°S a 24°S; 53°O a 32°O) foi utilizada para calcular uma média espacial das anomalias de TSM, de forma que esta média pudesse representar a possível relação existente entre as anomalias de TSM no OASO e a precipitação na RSB. O resultado desta média espacial foi uma série temporal de anomalias mensais de TSM para o PN.

### 3.2.5 Combinações e composições

O índice de AAO e a série temporal de anomalias de TSM foram relacionadas com os eventos extremos secos e chuvosos. Como já mencionado, a AAO possui uma fase positiva (+) e outra negativa (-), e as anomalias de TSM também apresentam valores positivos (+) ou negativos (-). Desta forma, foram feitas 4 combinações: AAO+ e AAO- com anomalias de TSM+ e TSM-. As datas onde cada uma destas combinações ocorreram

foram selecionadas dentro dos eventos extremos secos e chuvosos e utilizadas para gerar composições dos campos atmosféricos listados abaixo:

1. Anomalias de Precipitação (mm/mês) na RSB;
2. PNM (hPa)
3. Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ )
4. Vento (m/s) e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 850 hPa;
5. Anomalia de altura geopotencial (m) em 700 hPa na região ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$ ;
6. Anomalia de altura geopotencial (m) e vorticidade relativa ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 500 hPa;
7. Linhas de corrente e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa.

Para os itens 2, 3, 4, 6 e 7, a área onde as composições foram feitas foi delimitada pelas latitudes de  $70^{\circ}\text{S}$  e  $10^{\circ}\text{N}$  e pelas longitudes de  $90^{\circ}\text{O}$  e  $0^{\circ}$ .

Além das combinações entre fases da AAO e os valores de anomalias de TSM, foram feitas combinações para os parâmetros isolados (AAO+, AAO-, TSM+, TSM-) e também separados sazonalmente, para verificar em mais detalhes o papel da AAO e da TSM nas diferentes épocas do ano. As estações foram definidas como verão (dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto) e primavera (setembro, outubro e novembro), representadas respectivamente pelas siglas DJF, MAM, JJA e SON.

## 4 Resultados e Discussões

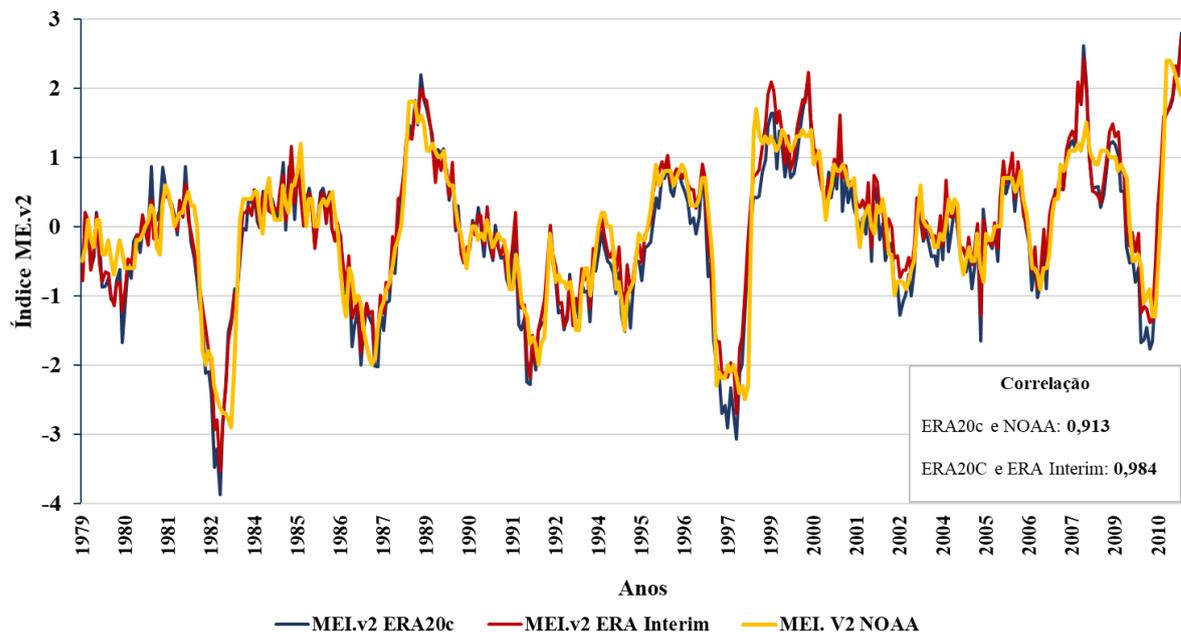
### 4.1 Validação dos dados

Nesta seção, são apresentados os resultados referentes a validação dos dados da reanálise ERA-20c.

#### 4.1.1 MEI.v2

A Figura 6 mostra a comparação entre os índices MEI.v2 calculados pelas reanálises ERA-20c e ERA-Interim juntamente com o índice disponibilizado pela NOAA para o período comum entre ambos.

Figura 6 – Série temporal do índice MEI.v2 entre o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (azul), ERA-Interim (vermelho) e do índice disponibilizado pela NOAA (amarelo).



Fonte: Autora.

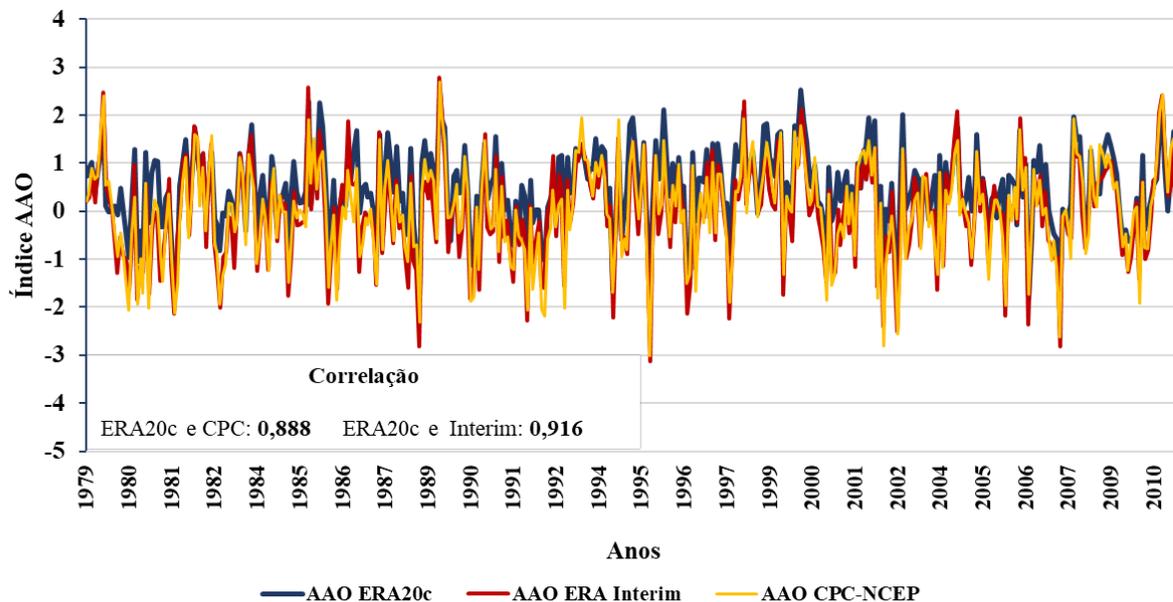
Como o MEI.v2 é resultado de uma EOF, seus valores são adimensionais e, neste caso, variam entre -4 e 3. Nota-se que a frequência de oscilação do MEI.v2 é interanual, característica do ENOS, que é um fenômeno de baixa frequência. Há uma grande correspondência entre os três índices, com o MEI.v2 calculado pelas reanálises do ECMWF apresentando pontos de máximo e mínimo ligeiramente mais intensos tanto positiva quanto negativamente em relação ao MEI.v2 da NOAA.

O coeficiente de correlação entre o MEI.v2 da ERA-20c e o MEI.v2 da NOAA é de 0,913; já entre o índice calculado pela ERA-20c e pela ERA-Interim é de 0,984; ambos bem satisfatórios, o que fornece uma maior confiança nos dados da ERA-20c utilizados para o cálculo do MEI.v2.

#### 4.1.2 AAO

A Figura 7 apresenta a série temporal do índice de AAO calculada com as reanálises ERA-20c e ERA-Interim e também o índice fornecido pelo CPC-NCEP. Observa-se que os índices apresentam coeficientes de correlação bem altos, sendo a correlação entre o índice AAO da ERA-20c e do CPC igual a 0,888; enquanto a correlação entre o índice AAO da ERA-20c e da ERA-Interim é 0,916, o que também fornece uma boa confiança no dado da ERA-20c utilizado para o cálculo desta oscilação.

Figura 7 – Série temporal do índice de AAO entre o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (azul), ERA-Interim (vermelho) e do índice disponibilizado pelo CPC-NCEP (amarelo).

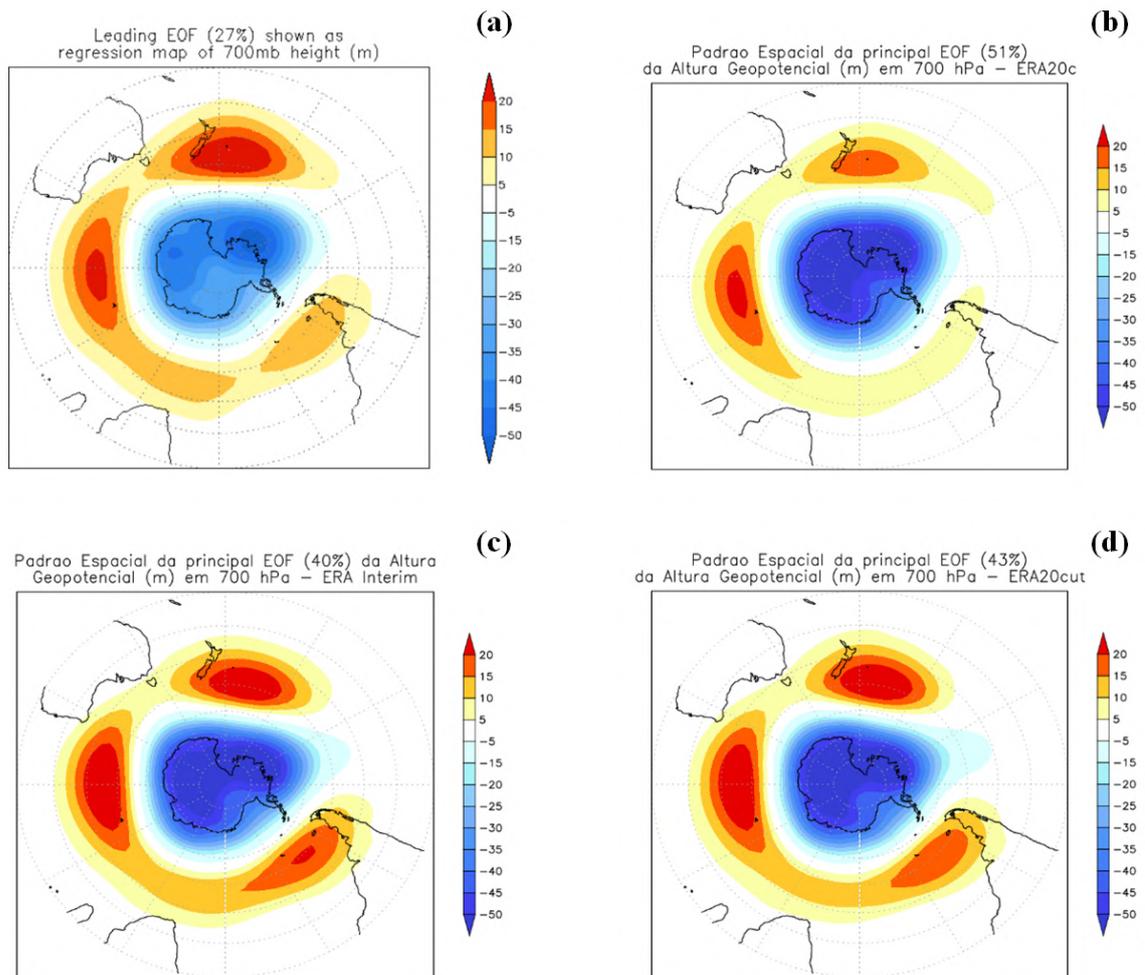


Fonte: Autora.

Para o índice de AAO, além da série temporal, também foram calculados padrões espaciais da 1ª EOF das anomalias de altura geopotencial em 700 hPa, a fim de avaliar se o padrão encontrado condiz com o padrão já conhecido e documentado da AAO. Estes padrões são exibidos na Figura 8, sendo 8(a) o padrão da reanálise do NCEP/NCAR disponibilizado no site do CPC-NCEP, 8(b) o padrão da ERA-20C para todo o período

(1900-2010), 8(c) o padrão da Era-Interim e 8(d) o padrão da ERA-20c para o período em comum entre a reanálise do NCEP/NCAR e a ERA-Interim (1979-2010).

Figura 8 – Padrão Espacial da principal EOF da altura geopotencial em 700 hPa para a reanálise do NCEP/NCAR de 1979 a 2000 (a), para a reanálise ERA-20c de 1900 a 2010 (b), para a reanálise ERA-Interim de 1979 a 2010 (c), para a reanálise ERA-20c de 1979 a 2010 (d).



Fonte: Autora, exceto 8(a), disponível em [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao/ao.loading.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.loading.shtml).

Verifica-se uma forte semelhança entre os quatro padrões apresentados em termos de posicionamento das anomalias, porém a intensidade das mesmas varia: nas Figuras 8(b),(c) e (d), a área de anomalias negativas sobre o continente antártico possui valores mais intensos em relação à 8(a). Outro ponto divergente é a porcentagem da variância explicada que a 1ª EOF apresenta em cada caso: enquanto na Figura 8(a) a variância explicada é de 27%, nas demais figuras é de 51%, 40% e 43%, respectivamente. A intensidade das anomalias positivas de altura geopotencial sobre o sul da AS, onde a RSB está inserida,

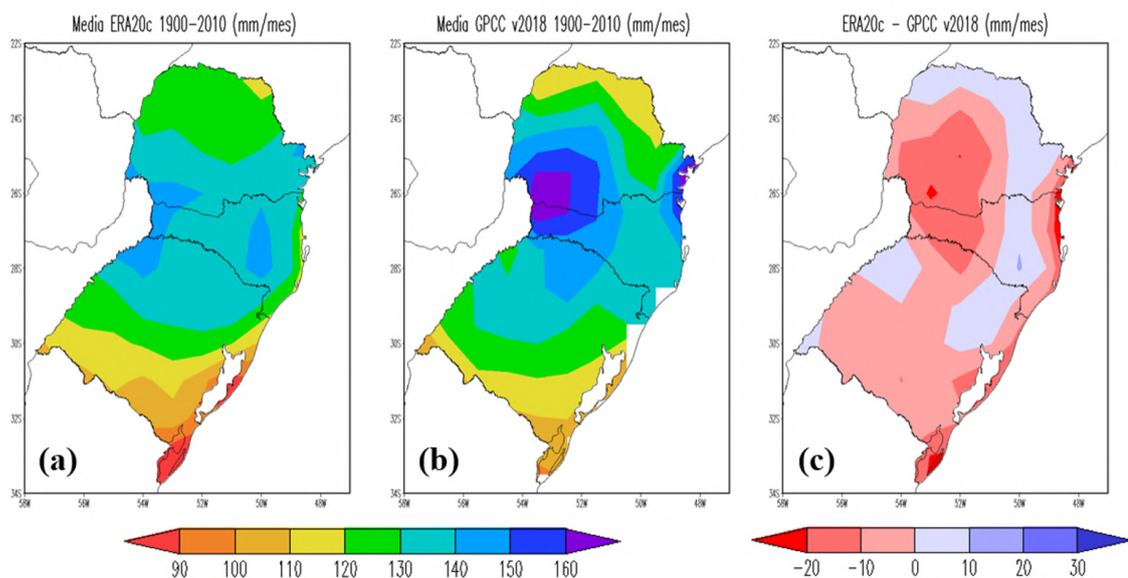
também é outra característica que varia consideravelmente entre as figuras: nas reanálises do ECMWF, para o período de 1979-2010 (Figuras 8(c) e (d)), as anomalias são mais intensas.

Embora algumas diferenças tenham sido identificadas nos padrões espaciais da principal EOF das anomalias de altura geopotencial em 700 hPa, no geral todas elas apresentam uma assinatura bem semelhante, o que reforça a confiança nos dados da reanálise ERA-20c. Ademais, a série temporal do índice de AAO calculada pela mesma (Figura 7) possui boas correlações com as outras séries.

#### 4.1.3 Precipitação

Para a validação da precipitação, foram feitas duas comparações, para períodos e conjuntos de dados diferentes (conforme descrito na subseção 3.2.2). A Figura 9 exibe a média temporal dos dados de precipitação na RSB para o período de 1900 a 2010 da ERA-20c (Figura 9(a)), do GPCC (Figura 9(b)) e a diferença entre ambas (Figura 9(c)).

Figura 9 – Média temporal da precipitação para o período de 1900 a 2010 da reanálise ERA-20c (a), Média temporal da precipitação para o período de 1900 a 2010 do conjunto v2018 do GPCC (b), Diferença entre (a) e (b) (c). Todos os valores estão em mm/mês.



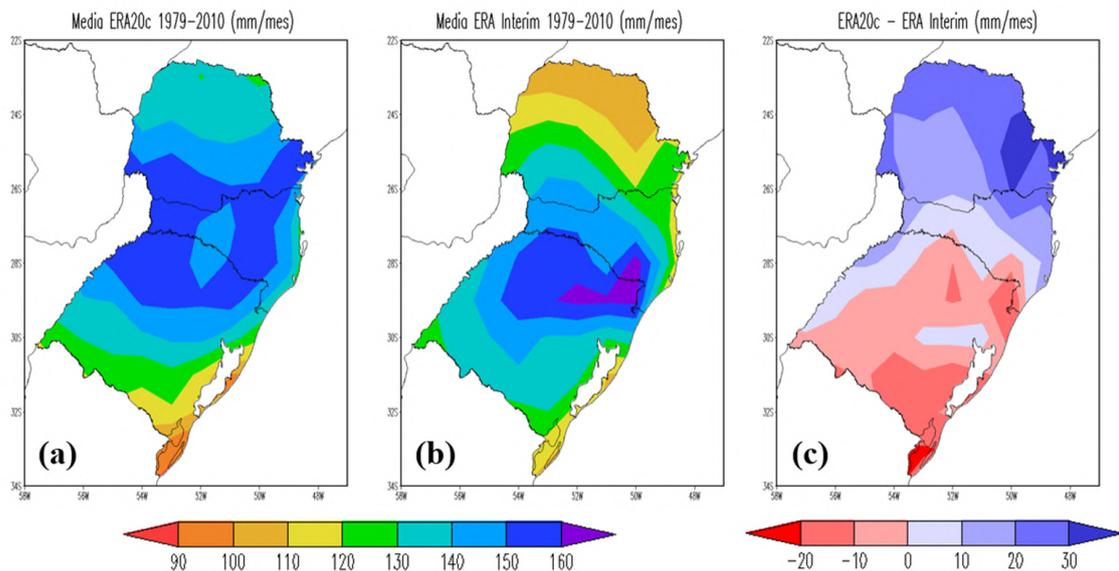
Fonte: Autora.

Os valores médios de precipitação (Figura 9(a) e (b)) ficam praticamente entre 90 e 160 mm/mês, o que está de acordo com a climatologia de precipitação mensal da

RSB apresentada na seção 2.1. Nos dois conjuntos de dados, os extremos sul e norte da RSB apresentam valores menores de precipitação quando comparados a região central. Na Figura 9(b), observa-se um núcleo com precipitação mais intensa sobre a metade oeste e o Litoral Norte de SC e também em parte do PR, quando comparada à Figura 9(a). Isso fica evidenciado na Figura 9(c), onde, nesta região, nota-se uma maior diferença entre os dois conjuntos de dados, com a ERA-20c subestimando a precipitação em até mais de 20 mm/mês. Entretanto, de modo geral, a precipitação da ERA-20c se mostra muito semelhante a precipitação do conjunto v2018 do GPCC, com a diferença entre ambas ficando entre -10 e 10 mm/mês na maior parte da RSB.

A Figura 10 foi obtida a partir da mesma metodologia da Figura 9, com diferença apenas no período em que a média temporal foi calculada, que neste caso vai de 1979 a 2010, e na comparação da ERA-20c, que aqui é feita com a ERA-Interim (Figura 10(b)).

Figura 10 – Média temporal da precipitação para o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-20c (a), Média temporal da precipitação para o período de 1979 a 2010 da reanálise ERA-Interim (b), Diferença entre (a) e (b) (c). Todos os valores estão em mm/mês.



Fonte: Autora.

Um padrão semelhante ao da Figura 9(a) é observado em termos de distribuição na Figura 10(a), sendo a intensidade da precipitação na última maior em toda a RSB em relação a Figura 9(a). Ou seja, o fato de recortar os dados da ERA-20c a partir de 1979 e descartar o restante do período (1900 a 1978) fez com que a precipitação média dos

últimos 31 anos do período estudado (Figura 10(a)) fosse ligeiramente maior em relação a média dos 111 anos totais (Figura 9(a)).

Na Figura 10(b), o núcleo de precipitação mais intensa aparece deslocado para sudeste em relação a Figura 9(b). Analisando a Figura 10(c), nota-se que em praticamente toda a metade sul da RSB, a precipitação da ERA-20c é igual ou menor que a precipitação da ERA-Interim, com a diferença chegando a valores inferiores a -20 mm/mês no extremo sul do RS. Já na metade norte da região, a ERA-20c se iguala ou superestima a ERA-Interim, em valores que chegam a ultrapassar 30 mm/mês no leste do PR.

De maneira geral, as diferenças entre os padrões de precipitação da ERA-20c e os outros dois conjuntos de dados são pequenas, ficando nos dois casos (Figuras 9(c) e 10(c)) entre -10 e 10 mm/mês na maior parte da RSB. Isso fornece mais segurança ao utilizar os dados da ERA-20c, pois mostra que eles representam bem a precipitação na RSB. As diferenças existentes podem ser explicadas, pelo menos em parte, pelo fato de que a ERA-20c ainda requer aprimoramentos na metodologia de assimilação de dados, sendo sua maior dificuldade a percepção da mudança na qualidade do sistema de observação ao longo do tempo e o uso ideal das observações à medida que elas se tornam disponíveis em maior número (POLI et al., 2013).

#### *4.2 Combinações entre eventos extremos de precipitação, AAO e anomalias de TSM no OASO*

Nesta seção, são apresentadas quantitativamente as combinações para cada fase da AAO, cada sinal das anomalias de TSM no OASO e também as combinações entre ambas para os eventos extremos secos e chuvosos, sem e com separação sazonal. É importante salientar que, além do critério dos limiares para os eventos extremos secos e chuvosos (subseção 3.2.3), também foram estabelecidos limites para o índice de AAO (subseção 3.2.1). Com a utilização destes critérios, foram identificados 70 meses secos e 93 meses chuvosos dentro do PN. A Tabela 1 mostra a quantidade de meses dos eventos extremos secos e chuvosos nos quais cada combinação ocorreu.

Tabela 1 – Número de eventos (meses) em cada fase da AAO, em cada sinal das anomalias de TSM no OASO e as combinações entre ambas.

Combinações	Eventos extremos secos	Eventos extremos chuvosos
AAO+	42 (60%)	40 (43%)
AAO-	28 (40%)	53 (57%)
TSM+	35 (50%)	48 (51,6%)
TSM-	35 (50%)	45 (48,4%)
TSM+AAO+	21 (30%)	28 (30,1%)
TSM+AAO-	14 (20%)	20 (21,5%)
TSM-AAO+	21 (30%)	12 (12,9%)
TSM-AAO-	14 (20%)	33 (35,5%)
TOTAL	70	93

Fonte: Autora

Percebe-se inicialmente uma maior ocorrência de eventos extremos chuvosos em relação aos eventos extremos secos (93 contra 70 meses). Para os eventos secos, a fase predominante é a AAO+ (60% dos eventos), já nos eventos chuvosos a fase AAO- é mais observada (57% dos eventos). Em relação aos sinais das anomalias de TSM no OASO, os eventos secos não mostram uma fase preferencial (35 contra 35), já os eventos chuvosos ocorrem ligeiramente mais vezes na fase TSM+ (51,6%) do que na TSM-. Com exceção das anomalias de TSM no OASO nos eventos secos, que não apresentam uma fase preferencial de ocorrência, os parâmetros predominantes nos eventos extremos secos e chuvosos avaliados de forma separada corroboram com os resultados já observados pela literatura: a AAO+(AAO-) e a TSM-(TSM+) parecem desfavorecer (favorecer) a precipitação na RSB (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009; DIAZ; STUDZINSKI; MECHOSO, 1998; BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; SANSIGOLO; PEREIRA; SILVA, 2004). Neste sentido, é esperado que estas fases sejam as mais frequentes nos eventos extremos secos (chuvosos).

Seguindo uma linha de raciocínio que leva em consideração os efeitos das fases da AAO e dos valores das anomalias de TSM na precipitação da RSB, espera-se que a combinação preferencial entre os dois parâmetros nos eventos secos (chuvosos) seja a TSM-AAO+ (TSM+AAO-), pois pelos estudos já realizados (seções 2.3 e 2.4), seriam as combinações onde as duas forçantes estariam atuando no sentido de intensificar os respectivos eventos. Isso foi verificado: a combinação TSM-AAO+ ocorreu em 21 meses (30% do tempo), entretanto, a combinação TSM+AAO+ foi observada na mesma proporção (21 meses). Segundo Pampuch (2014), a redução na passagem de frentes frias nos eventos extremos secos do Sudeste do Brasil nas áreas próximas à RSB pode estar associada ao

padrão de tripolo observado nas anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul durante os eventos, onde as frentes frias tenderiam a ficar mais estacionadas próximo ao gradiente de TSM ao sul do tripolo (aproximadamente 40°S). Neste sentido, a TSM+ no OASO poderia dificultar o avanço das frentes frias sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil, contribuindo para os eventos extremos secos também na RSB. Nos eventos chuvosos, a combinação mais verificada é a TSM-AAO- (33 meses), seguida das combinações TSM+AAO+ (28 meses), TSM-AAO+ (20 meses) e por fim a TSM+AAO- (12 meses)

As Tabelas 2 e 3 exibem as combinações dos eventos extremos secos e chuvosos, respectivamente, separadas por estação do ano e de acordo com as fases da AAO e dos valores das anomalias de TSM no OASO.

Tabela 2 – Número de eventos (meses) de cada combinação de fases da AAO e de valores das anomalias de TSM no OASO em cada estação do ano para os eventos extremos secos.

	DJF	MAM	JJA	SON
AAO+	3	<b>17</b>	<b>20</b>	2
AAO-	2	6	<b>18</b>	2
TSM+	2	<b>9</b>	<b>22</b>	2
TSM-	3	<b>14</b>	<b>16</b>	2
TSM+AAO+	2	6	<b>12</b>	1
TSM+AAO-	0	3	<b>10</b>	1
TSM-AAO+	1	<b>11</b>	<b>8</b>	1
TSM-AAO-	2	3	<b>8</b>	1

Fonte: Autora

Tabela 3 – Número de eventos (meses) de cada combinação de fases da AAO e de valores das anomalias de TSM no OASO em cada estação do ano para os eventos extremos chuvosos.

	DJF	MAM	JJA	SON
AAO+	<b>15</b>	5	3	<b>17</b>
AAO-	<b>22</b>	7	5	<b>19</b>
TSM+	<b>18</b>	9	6	<b>15</b>
TSM-	<b>19</b>	3	2	<b>21</b>
TSM+AAO+	<b>10</b>	4	1	<b>13</b>
TSM+AAO-	8	5	5	2
TSM-AAO+	5	1	2	4
TSM-AAO-	<b>14</b>	2	0	<b>17</b>

Fonte: Autora

Ao observar as duas tabelas em conjunto, nota-se uma predominância de eventos extremos secos (Tabela 2) no inverno e no outono, principalmente no inverno, enquanto que os eventos extremos chuvosos (Tabela 3) ocorrem em sua maior parte no verão e na

primavera, independentemente dos valores das anomalias de TSM ou da fase da AAO. Este fato parece ter conexão com a monção da AS, com os eventos secos (chuvosos) ocorrendo predominantemente durante a estação seca (chuvosa) deste sistema, embora boa parte da RSB não esteja sob influência direta do regime de monção (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; REBOITA et al., 2010).

Nos eventos extremos secos (Tabela 2), todas as combinações de fases da AAO e anomalias de TSM separadas acontecem predominantemente no inverno: AAO+ em 20 dos 42 meses totais (47%), AAO- em 18 de 28 meses (64%), TSM+ em 22 dos 35 meses (63%) e TSM- em 16 dos 35 meses (46%). A combinação entre anomalias de TSM no OASO e fase da AAO mais frequente é a TSM+AAO+ durante o inverno (12 meses de 21 - 57% ), seguida pela combinação TSM-AAO+ no outono (11 meses de 21 - 52%). De acordo com Vasconcellos, Pizzochero e Cavalcanti (2019), nos meses de outono, anomalias negativas de precipitação no SESA estão fortemente relacionadas a fase positiva da AAO.

Já para os eventos extremos chuvosos (Tabela 3), as combinações separadas de fases da AAO e anomalias de TSM mais frequentes ocorrem em estações distintas: a AAO+ (17 de 40 meses - 43%) e a TSM- (21 de 45 meses - 47%) são mais recorrentes na primavera, enquanto a AAO- (22 meses de 53 - 42%) e a TSM+ (18 de 48 meses - 38%) são observadas preferencialmente no verão. A combinação entre fases da AAO e anomalias de TSM mais recorrente é a TSM-AAO- durante a primavera (17 de 33 meses -52%), seguida da mesma combinação no verão (14 de 33 meses - 42%). Neste contexto, a frequência dos eventos extremos chuvosos parece estar mais atrelada à AAO-, fase que contribui para eventos de precipitação na RSB (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009; VASCONCELLOS; PIZZOCHERO; CAVALCANTI, 2019) do que à TSM-, sinal de anomalias no OASO responsável por desfavorecer a chuva na região, especialmente no verão (BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002).

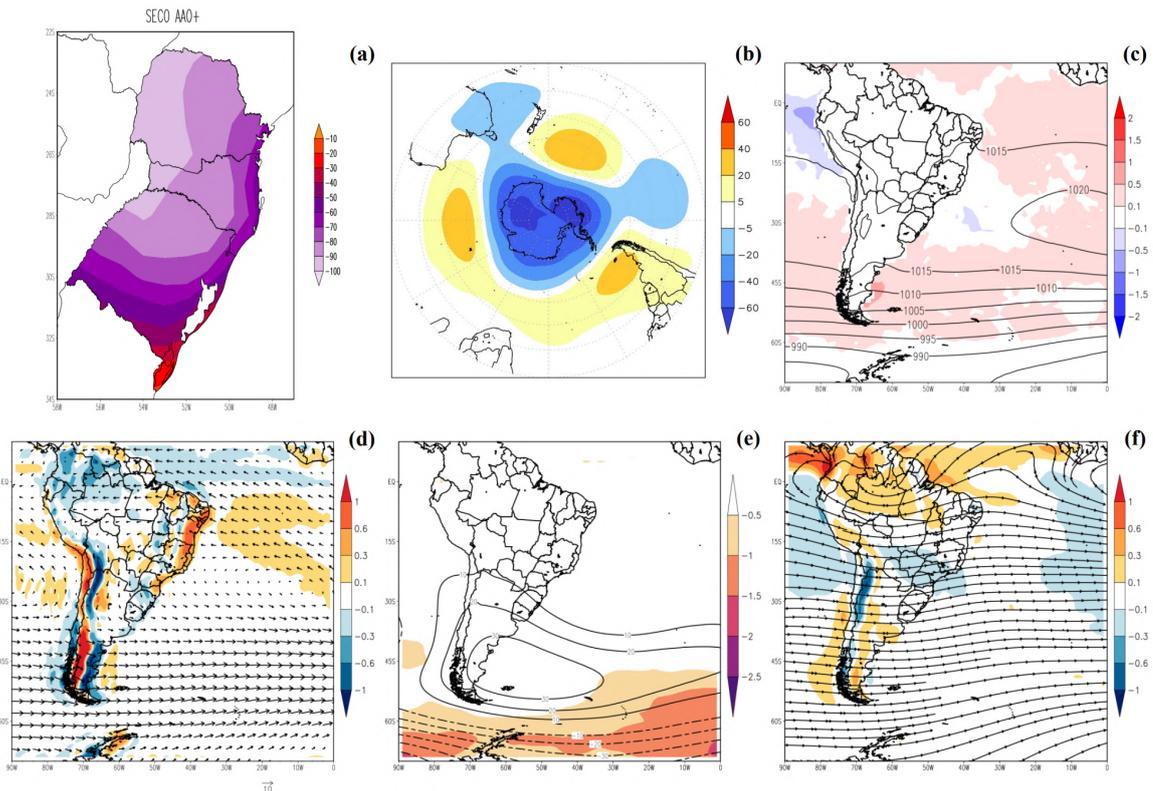
A partir das Tabelas 1, 2 e 3, foram feitas composições das variáveis descritas na subseção 3.2.5 para melhor entender os padrões de circulação atmosférica presentes nestas combinações e fazer uma análise qualitativa das mesmas. No total, foram plotados campos para 40 combinações: todas da Tabela 1 (16) e as combinações das Tabelas 2 e 3 com mais de 10% do valor total dos meses de cada extremo, ou seja, mais de 7 para os extremos secos (total de 70) e mais de 9 para os extremos chuvosos (total de 93). Estas combinações estão em negrito nas Tabelas 2 e 3 e somam 12 nos eventos extremos secos e 12 nos eventos

extremos chuvosos. Esta metodologia foi aplicada a fim de reduzir o número de figuras e mostrar apenas as mais importantes e representativas.

### *4.3 Composições dos campos atmosféricos dos eventos extremos secos*

Nesta seção, as composições das variáveis atmosféricas citadas acima para as combinações referentes aos eventos extremos secos são apresentadas. A Figura 11 mostra os campos atmosféricos para a combinação AAO+. As anomalias de precipitação (Figura 11(a)) variam entre -20 e -100 mm/mês e são mais intensas em direção ao noroeste da RSB. No campo da Figura 11(b), o padrão AAO+ fica bem evidente, porém com algumas áreas de anomalias negativas em latitudes médias no oceano Pacífico e Oceania. Em relação a RSB, anomalias positivas são observadas apenas sobre o RS e oeste de SC. As anomalias de TSM na região do OASO se encontram praticamente neutras e o centro de PNM de 1020 hPa aparece afastado da AS, com sua borda esquerda em aproximadamente 30°O (Figura 11(c)). Em baixos níveis atmosféricos (Figura 11(d)), observa-se convergência sobre o RS e metade oeste dos estados de SC e PR, enquanto que na metade leste desses dois últimos têm-se divergência. Ainda nesta figura, nota-se uma circulação anti-ciclônica com centro em aproximadamente 25°S e 15°O, que adentra o continente e causa ventos de norte/noroeste sobre a RSB. Esta circulação é proveniente da ASAS e está acoplada com o campo de PNM em superfície (Figura 11(c)). Em médios níveis atmosféricos (Figura 11(e)), um centro de anomalias positivas de altura geopotencial está posicionado entre o sul do OASO e da AS, abrangendo o RS quase em sua totalidade e numa posição barotrópica em relação ao campo de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 11(b)). No campo de 200 hPa (Figura 11(f)), existe uma região de convergência que vai desde o norte da RSB até o sul do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

Figura 11 – Campos atmosféricos dos eventos extremos secos para a combinação AAO+: (a) Anomalia de precipitação (mm/mês); (b) Anomalia de altura geopotencial (m) no nível de 700 hPa; (c) PNM (hPa, linhas de contorno) e anomalia de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ , sombreado); (d) Vento (m/s, vetores) e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 850 hPa; (e) Anomalia de altura geopotencial (m, linhas de contorno) e vorticidade ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 500 hPa; (f) Linhas de corrente e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 200 hPa.

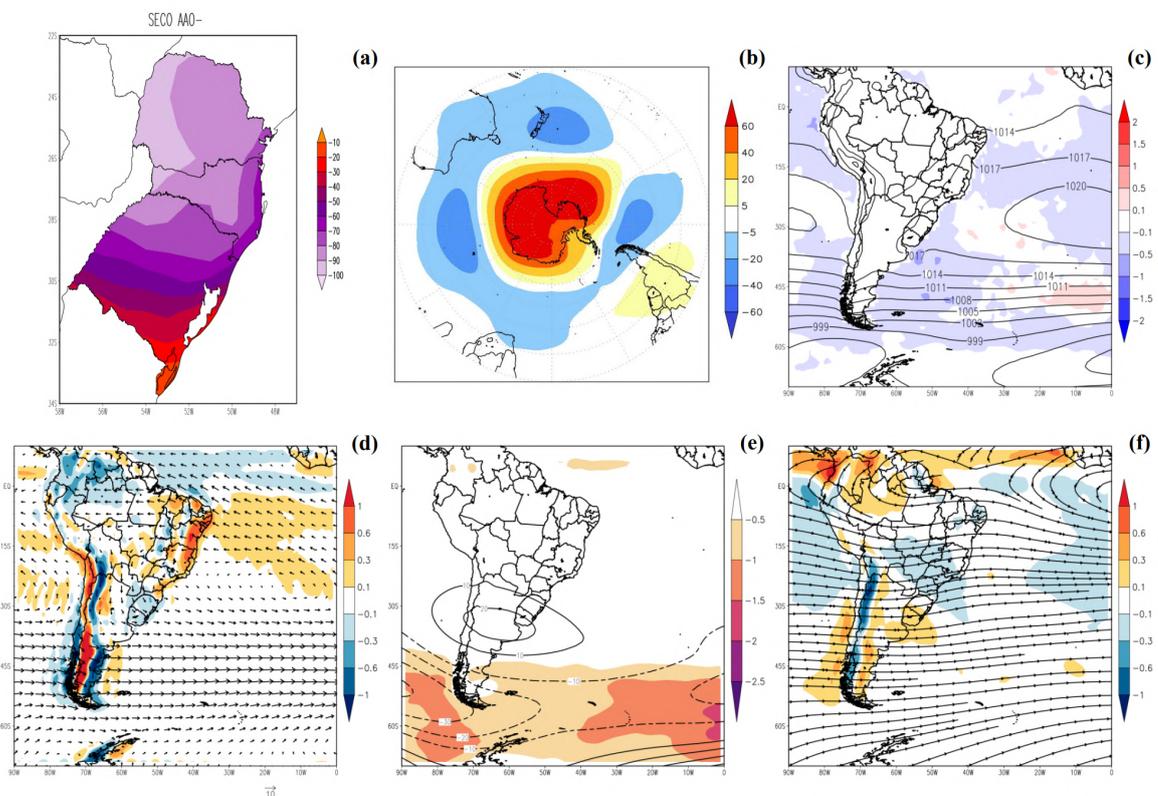


Fonte: Autora.

Para a combinação AAO- (Figura 12), as anomalias de precipitação (Figura 12(a)) são menos intensas sobre o RS em relação a Figura 11(a), mas os valores mais acentuados ( $-100 \text{ mm/mês}$ ) seguem ocorrendo no norte e oeste da RSB. No campo de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 12(b)), embora o padrão seja de AAO-, sobre o sul da AS, numa região que abrange o RS, SC e parte do PR, são observadas anomalias positivas de altura geopotencial. Na Figura 12(c), as anomalias de TSM apresentam valores entre  $-0,5^{\circ}\text{C}$  e  $0,5^{\circ}\text{C}$  em grande parte do oceano Atlântico Sul, que pontualmente chegam a  $-1^{\circ}\text{C}$  ao sul do Uruguai, e a isóbara de 1020 hPa se encontra numa posição semelhante a da combinação anterior (Figura 11(c)). Assim como na Figura 11(d), também é observada convergência em 850 hPa sobre o RS e oeste de SC (porém de forma levemente enfraquecida) e divergência

sobre o leste de SC e do PR, bem como ventos de norte/noroeste (Figura 12(d)), numa circulação anti-ciclônica acoplada ao campo de PNM em superfície (Figura 12(c)). Em 500 hPa (Figura 12(e)), um centro de anomalias positivas de altura geopotencial sobre o sul da AS também é observado, assim como na Figura 12(b), num padrão barotrópico entre ambas. Em altos níveis atmosféricos (Figura 12(f)), nota-se divergência sobre o Uruguai, parte da Argentina e sudoeste do RS, enquanto que em SC, no PR, em parte da região Sudeste e praticamente todo o Centro-Oeste do Brasil têm-se convergência.

Figura 12 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO-.

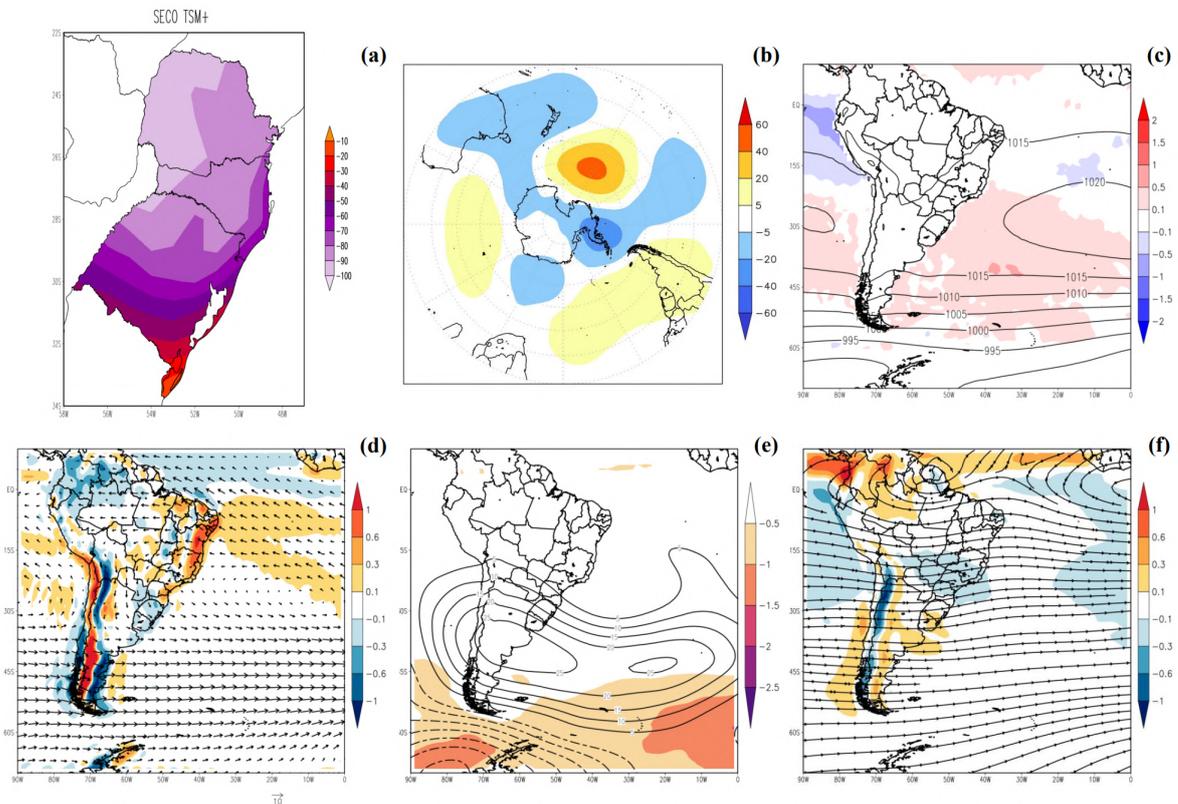


Fonte: Autora.

Na combinação TSM+ (Figura 13), as anomalias de precipitação (Figura 13(a)) são semelhantes às combinações apresentadas anteriormente, porém com valores mais intensos principalmente no PR, sendo que praticamente toda a área deste estado apresenta anomalias entre -80 e -100 mm/mês. O padrão de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 13(b)) aparece desconfigurado em relação aos padrões AAO, mas mostra uma anomalia positiva sobre o sul da AS, numa área que abrange a RSB quase que em sua totalidade e grande parte do oceano Atlântico Sul. Na Figura 13(c), as anomalias de TSM são positivas entre 0,1°C e 0,5°C em praticamente toda a extensão do oceano

Atlântico Sul, com valores que pontualmente chegam a  $1^{\circ}\text{C}$ , e o centro de PNM de 1020 hPa está ligeiramente mais próximo do continente em relação às combinações anteriores (Figuras 11(c) e 12(c)), além de abranger uma área maior sobre o oceano. Os padrões de divergência, convergência e circulação em 850 hPa (Figura 13(d)) e 200 hPa (Figura 13(f)) são similares aos da Figura 12(d) e 12(f). Em médios níveis (Figura 13(e)), anomalias positivas de altura geopotencial são observadas em uma extensa área, que compreende desde boa parte da AS, com a RSB incluída, até toda a extensão do oceano Atlântico Sul que está no domínio da figura, mesma região das anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 13(b)).

Figura 13 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+.

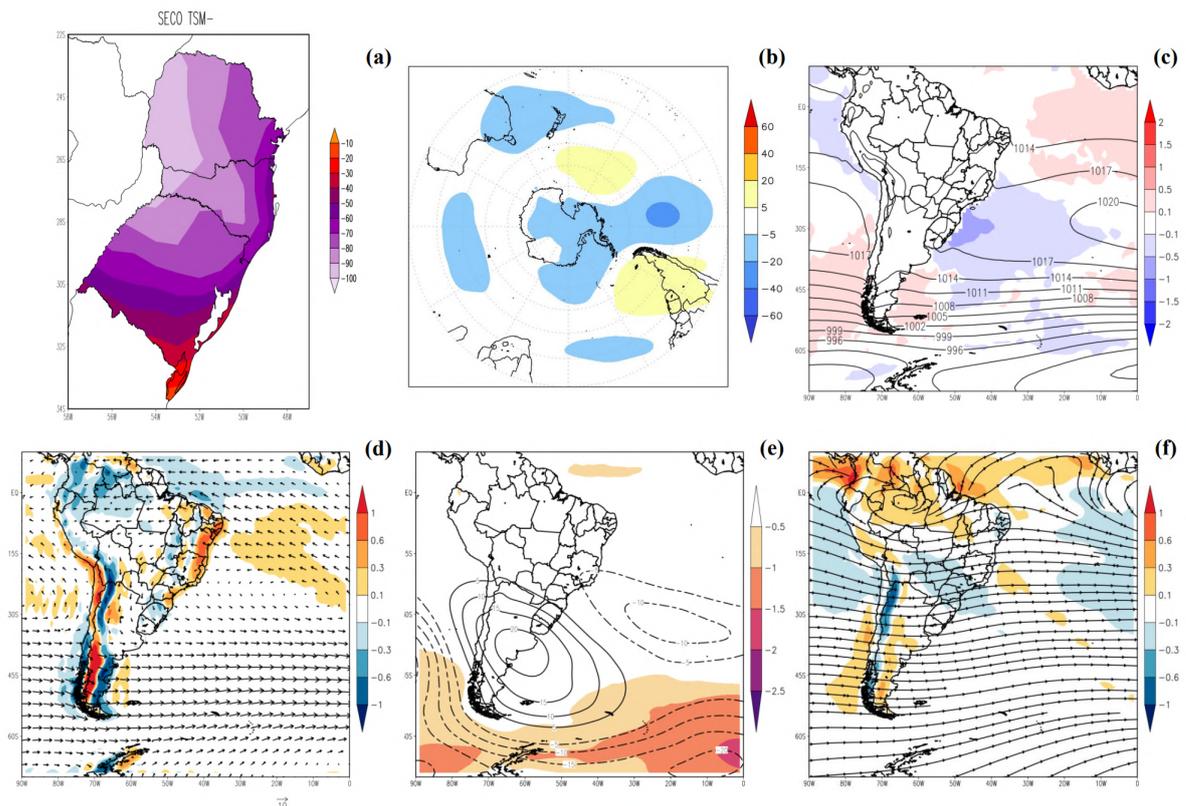


Fonte: Autora.

A Figura 14 mostra as composições dos campos atmosféricos para a combinação TSM-. Em relação às anomalias de precipitação (Figura 14(a)), este é um padrão ligeiramente menos seco quando comparado às demais combinações apresentadas, principalmente na metade leste de SC e do PR, onde as anomalias variam entre  $-50$  e  $-70$  mm/mês. Na Figura 14(b), as anomalias de altura geopotencial em 700 hPa não representam as fases da AAO, mas anomalias positivas continuam aparecendo sobre o sul da AS, numa área que

engloba o RS e o oeste de SC. As anomalias de TSM da Figura 14(c) apresentam valores negativos de até  $-1^{\circ}\text{C}$  próximo a costa da RSB e em grande parte do OASO, já a isóbara de 1020 hPa está na posição mais afastada da AS quando comparada às combinações anteriores (Figuras 11, 12 e 13(c)). Os padrões de circulação e de convergência e divergência em 850 hPa (Figura 14(d)) são muito semelhantes às demais composições já apresentadas. Em 500 hPa (Figura 14(e)), um centro de anomalias positivas de altura geopotencial é observado sobre o sul da AS, porém a leste no oceano, uma região de anomalias negativas aparece e abrange parte do Sudeste brasileiro, num padrão barotrópico em relação à Figura 14(b). Em altos níveis (Figura 14(f)), uma região de convergência aparece deslocada para nordeste em relação a posição das anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa e 700 hPa, num padrão semelhante ao da Figura 11(f).

Figura 14 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-.

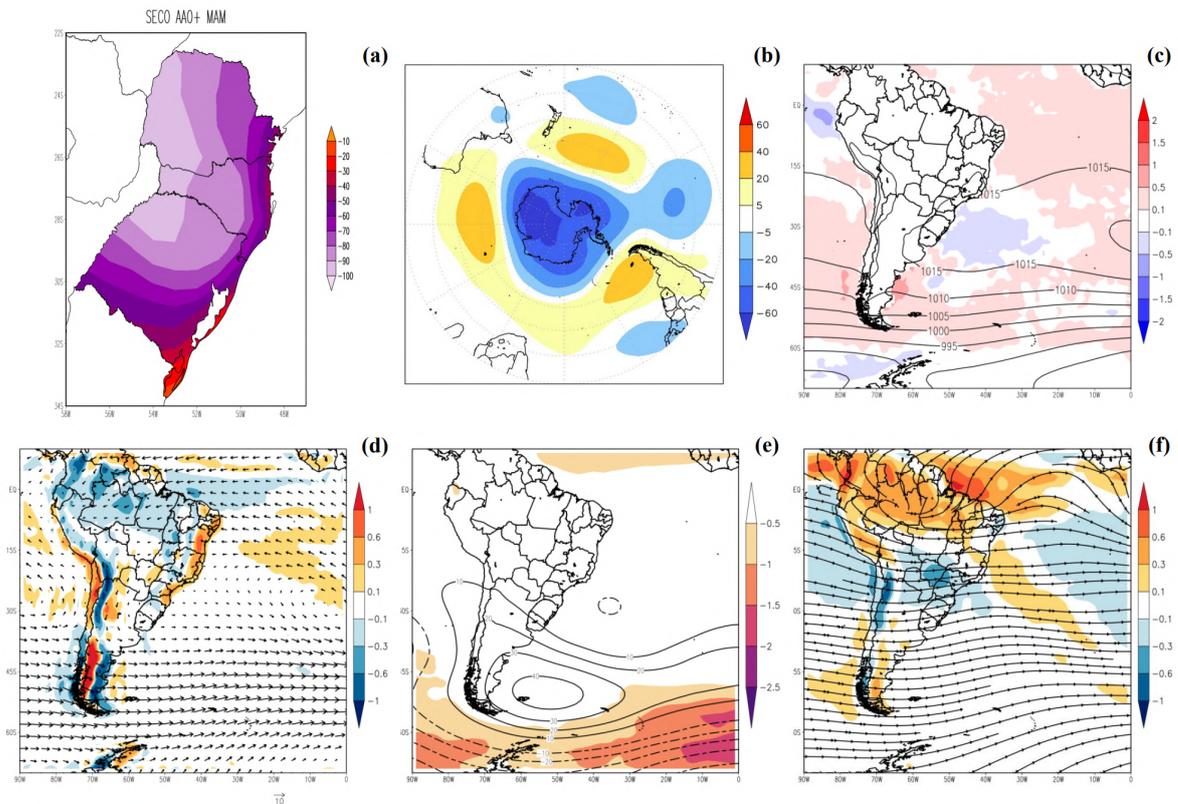


Fonte: Autora.

Os campos atmosféricos referentes as combinações das fases da AAO e das anomalias de TSM separadas sazonalmente são apresentadas a seguir. A Figura 15 mostra as composições para a combinação AAO+ no outono. O padrão espacial das anomalias de precipitação (Figura 15(a)) é muito semelhante ao da combinação AAO+ (Figura 11(a)),

porém os valores são menos intensos nos litorais de SC e do PR. O padrão em 700 hPa (Figura 15(b)) é predominantemente AAO+, mas possui algumas regiões de anomalias negativas de altura geopotencial em latitudes médias, como no sudeste do Brasil, oceano adjacente e oceano Pacífico. A RSB fica numa área de neutralidade e de transição entre anomalias positivas (ao sul) e negativas (ao norte). Na Figura 15(c), anomalias negativas de TSM de até  $-0,5^{\circ}\text{C}$  são observadas na região do OASO próxima a costa da RSB, cercadas por valores neutros e positivos em até  $0,5^{\circ}\text{C}$ , já em relação à PNM, o valor sobre a maior parte da RSB, OASO e oceano Atlântico Sul a leste do OASO é de 1015 hPa, relativamente inferior aos valores observados nas combinações para os eventos extremos secos sem separação sazonal (figuras anteriores). O campo em 850 hPa (Figura 15(d)) segue semelhante às demais figuras apresentadas, porém com valores de convergência reduzidos sobre o RS e metade oeste de SC e PR. Os ventos, de direção norte/nordeste, também estão enfraquecidos sobre a RSB em relação às demais combinações, o que pode estar relacionado aos menores valores de PNM associados à ASAS (Figura 15(c)). Em médios níveis atmosféricos (Figura 15(e)), anomalias positivas de altura geopotencial aparecem entre a Argentina, Uruguai, Peru e no oceano ao sul da AS, não incluindo áreas brasileiras, assim como em 700 hPa (Figura 15(b)). Em 200 hPa (Figura 15(f)), ressalta-se um padrão dipolo de convergência e divergência entre a metade sul e norte do Brasil, com valores de convergência mais intensos entre o extremo norte do PR, Mato Grosso do Sul e extremo oeste de SP.

Figura 15 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO+ no outono.

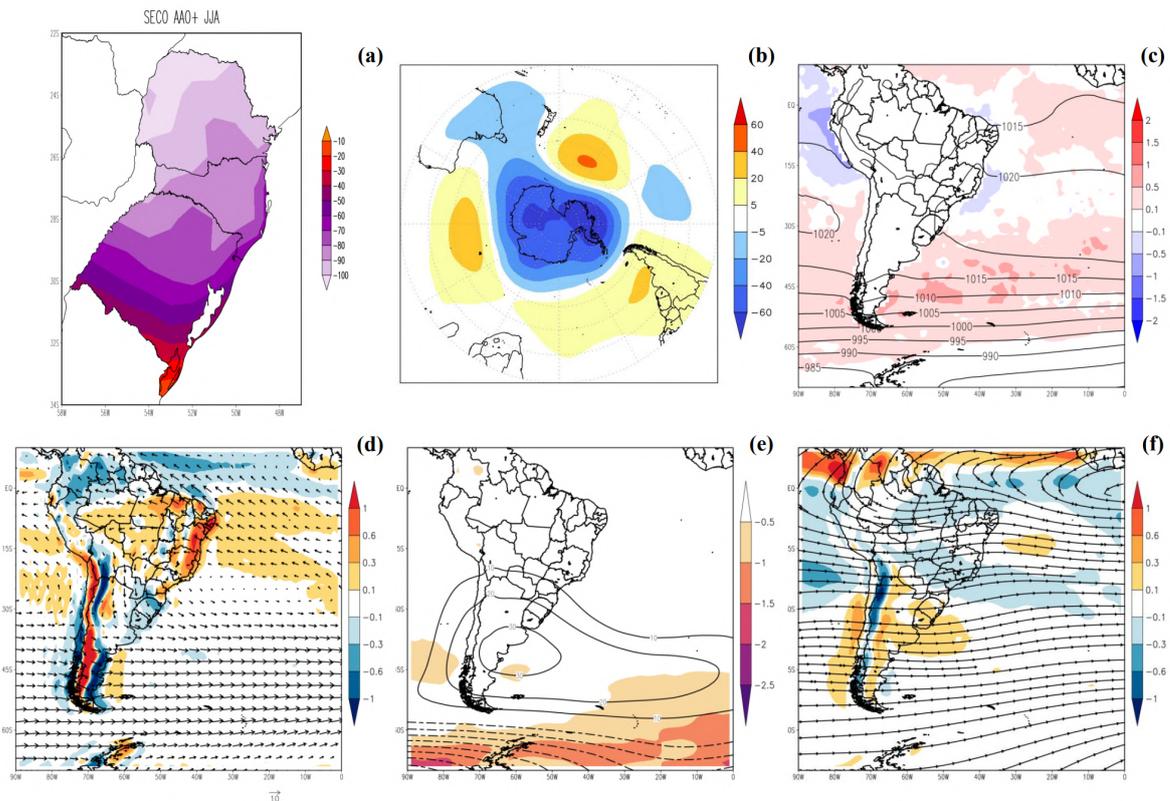


Fonte: Autora.

Para a combinação AAO+ no inverno (Figura 16), observa-se que as anomalias de precipitação (Figura 16(a)) se intensificam em direção a norte/noroeste, diferente das demais combinações apresentadas até agora, onde o padrão de intensificação ocorre predominantemente para oeste/noroeste. No PR, os valores anômalos de chuva desta combinação são também os mais secos dentre todas as combinações mostradas anteriormente, chegando a ficar abaixo de -100 mm/mês. O padrão em 700 hPa (Figura 16(b)) corresponde a AAO+, porém com anomalias negativas em latitudes médias em regiões do oceano Pacífico e Oceania, assim como na Figura 11(b). Em praticamente toda a metade sul da AS e oceano Atlântico Sul, têm-se anomalias positivas de altura geopotencial. Na Figura 16(c), as anomalias de TSM no OASO ficam próximas da neutralidade, mas em latitudes ao sul são positivas em valores que chegam a 1°C. Ainda na Figura 16(c), a isóbara de 1020 hPa abrange uma grande área, que vai desde o centro-leste das regiões sul e sudeste do Brasil até todo o oceano Atlântico a leste destas regiões. Em baixos níveis (Figura 16(d)), o padrão de convergência, divergência e circulação é praticamente o mesmo das combinações sem separação sazonal, porém os valores de convergência sobre o nordeste do RS e oeste

de SC aparecem intensificados, assim como o vento de norte/noroeste sobre a RSB. Em 500 hPa, o padrão de anomalias de altura geopotencial é muito semelhante ao da Figura 16(b), com os valores anômalo apresentando basicamente a mesma magnitude (10 a 40 m). Já em altos níveis (Figura 16(f)), observa-se divergência sobre o RS, enquanto que em grande parte do território brasileiro têm-se convergência, num padrão semelhante ao da Figura 12(f).

Figura 16 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO+ no inverno.

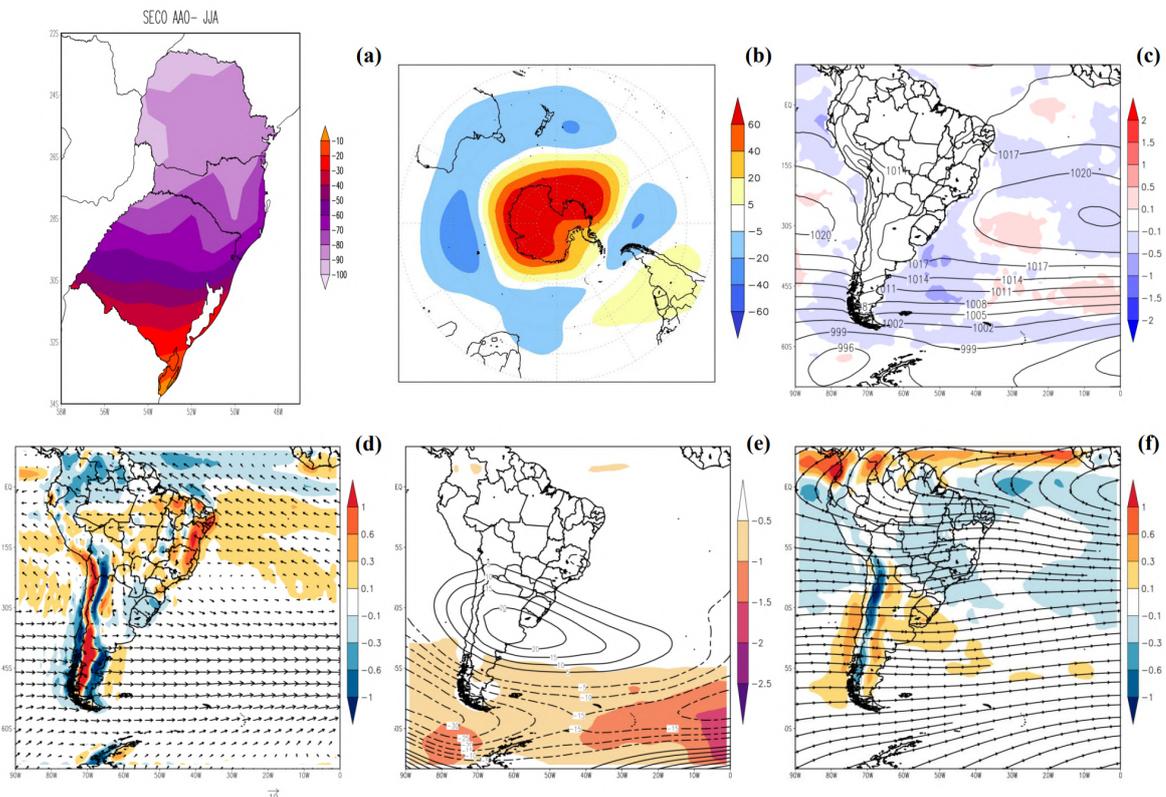


Fonte: Autora.

A Figura 17 apresenta as composições dos campos atmosféricos para combinação AAO- no inverno. Assim como na combinação anterior (Figura 16(a)), as anomalias de precipitação se intensificam em direção a norte (Figura 17(a)). No RS, os valores anômalo de chuva desta combinação são os menos secos de todas as combinações apresentadas até o momento. Em 700 hPa (Figura 17(b)), embora o padrão seja de AAO-, anomalias positivas de altura geopotencial são observadas sobre a região sul da AS e RSB, assim como na Figura 12(b). Na Figura 17(c), as anomalias de TSM adjacentes a costa da RSB são negativas, com valores de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , que chegam a até  $-1^{\circ}\text{C}$  em regiões ao sul do OASO, já o campo de PNM apresenta um centro de 1023 hPa entre  $0^{\circ}$  e  $10^{\circ}$ , o que não havia

seido observado até então. A isóbara de 1020 hPa, por sua vez, apresenta uma área de abrangência reduzida quando comparada à figura anterior (Figura 16(c)), não atingindo a AS. O padrão em 850 hPa (Figura 17(d)) segue semelhante às demais combinações sem separação sazonal, com os valores no nordeste do RS ligeiramente intensificados. Em médios níveis (Figura 17(e)), têm-se a presença de um centro de anomalias positivas de altura geopotencial em latitudes médias sobre o sul da AS e parte do oceano Atlântico Sul, seguidas por anomalias negativas logo a sul, num padrão equivalente ao campo em 700 hPa (Figura 17(b)). No nível de 200 hPa (Figura 17(f)), o padrão de convergência e divergência é semelhante aos das Figuras 12(f) e 16(f).

Figura 17 – Idem Figura 11, mas para a combinação AAO- no inverno.

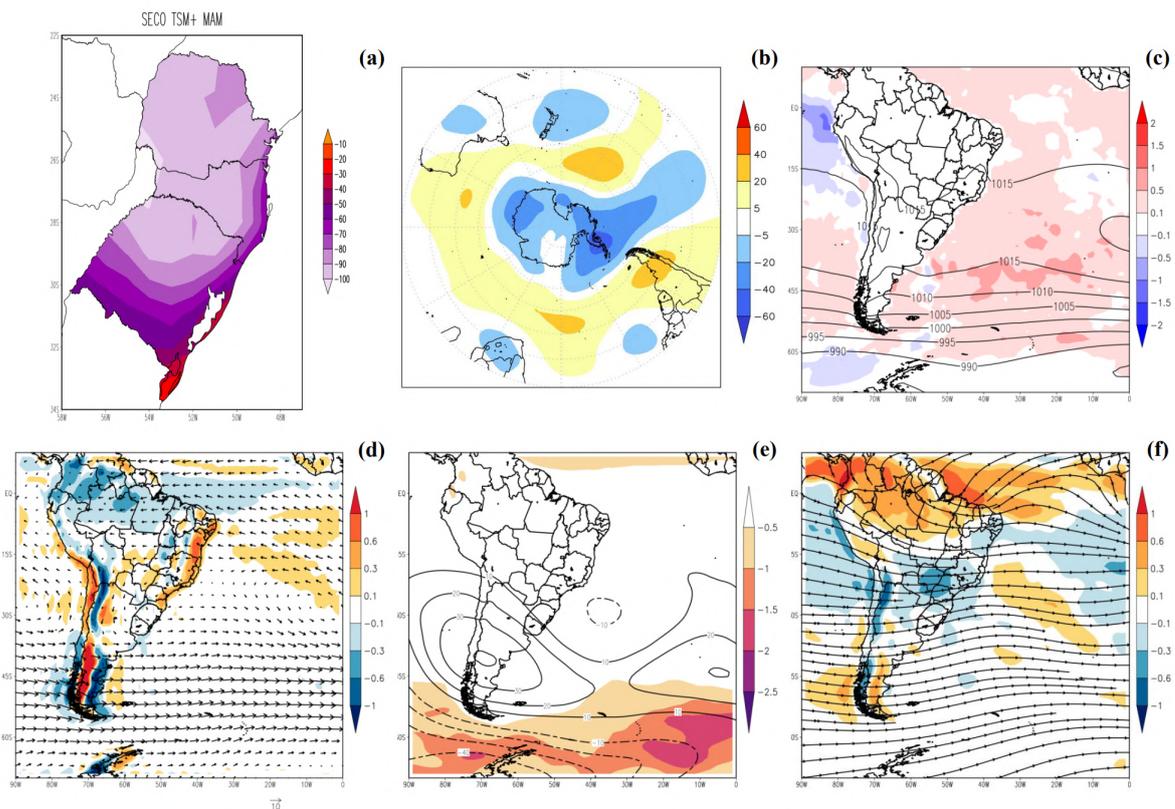


Fonte: Autora.

A combinação TSM+ no outono (Figura 18) apresenta o padrão de anomalias de precipitação (Figura 18(a)) mais seco em termos de área das combinações apresentadas até o momento, com o norte do RS, toda SC (com exceção do litoral) e praticamente todo o PR com valores entre -90 e -100 mm/mês. O padrão de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 18(b)) lembra a AAO+ (embora esta combinação não esteja separada por fase AAO), porém com algumas regiões em latitudes médias com pequenos centros de

anomalias negativas. O sul da AS se encontra em uma área de anomalias positivas, porém da RSB, apenas parte do RS está inclusa nesta área. Na Figura 18(c), as anomalias de TSM são positivas em toda a bacia do Atlântico do domínio da figura, com valores de 0,1 a 0,5°C e com algumas anomalias em áreas de latitudes extratropicais que chegam a 1°C. Em relação ao campo de PNM, os valores ficam em torno de 1015 hPa em praticamente toda a região entre 40°S e 20°S, num padrão similar ao da combinação AAO+ no outono (Figura 15(c)). Em baixos níveis atmosféricos (Figura 18(d)), grande parte da RSB apresenta neutralidade em termos de convergência e divergência, exceto a metade leste de SC e PR, que possuem divergência. Os ventos estão enfraquecidos em relação as demais combinações e sopram de direção norte/nordeste, assim como na Figura 15(d). Tanto em 500 hPa (Figura 18(e)) quanto em 200 hPa (Figura 18(f)), os padrões também são semelhantes aos da combinação AAO+ no outono (Figura 15(e) e (f)).

Figura 18 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+ no outono.

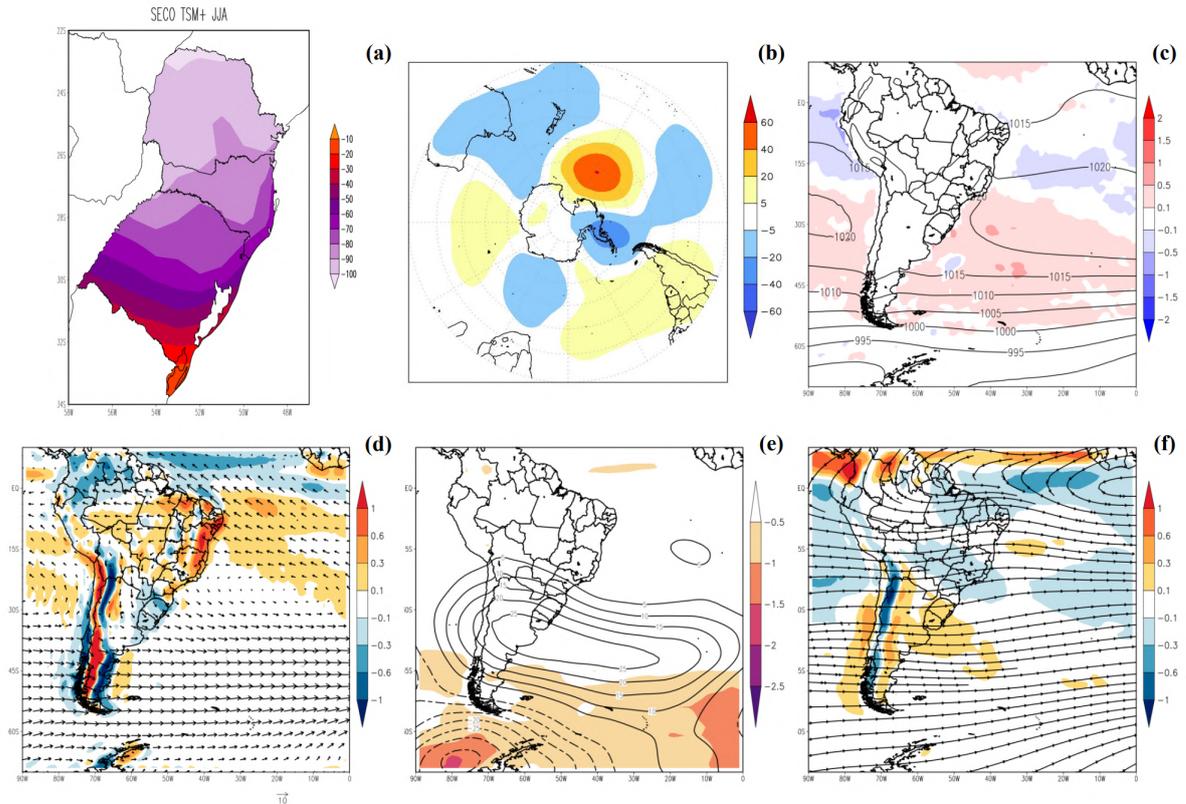


Fonte: Autora.

A Figura 19 mostra as composições dos campos atmosféricos para a combinação TSM+ no inverno. Assim como nas demais combinações inverniais (Figuras 16(a) e 17(a)), as anomalias de precipitação da Figura 19(a) se intensificam em direção ao norte da

RSB. O padrão de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 19(b)) se mostra desconfigurado em relação aos padrões AAO, porém são observadas anomalias positivas sobre o sul da AS e na RSB, assim como na Figura 13(b). Na Figura 19(c), as anomalias de TSM são positivas, com valores de  $0,5^{\circ}\text{C}$  em praticamente toda a região ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$  e o centro de PNM de 1020 hPa, embora englobe grande parte do oceano Atlântico Sul adjacente à RSB, não compreende a mesma (apesar de um pequeno centro de 1020 hPa aparecer sobre o centro-leste de SC e sudeste do PR) e nem a parte litorânea do OASO. Em 850 hPa (Figura 19(d)), o padrão de convergência, divergência e circulação é o mesmo que vem sendo observado nas combinações de inverno (Figuras 16(d) e 17(d)), onde a convergência sobre o nordeste do RS e oeste de SC e os ventos na RSB aparecem intensificados em relação as demais combinações. Nos níveis médios da atmosfera (Figura 19(e)), uma ampla área de anomalias positivas de geopotencial é observada sobre toda a metade sul da AS, oceano Atlântico Sul e parte do oceano Pacífico próximo a costa do Peru, exatamente a mesma área onde são observadas anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 19(b)). O padrão em 200 hPa (Figura 19(f)) também é muito similar aos padrões das demais combinações inverniais (Figuras 16(f) e 17(f)).

Figura 19 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+ no inverno.

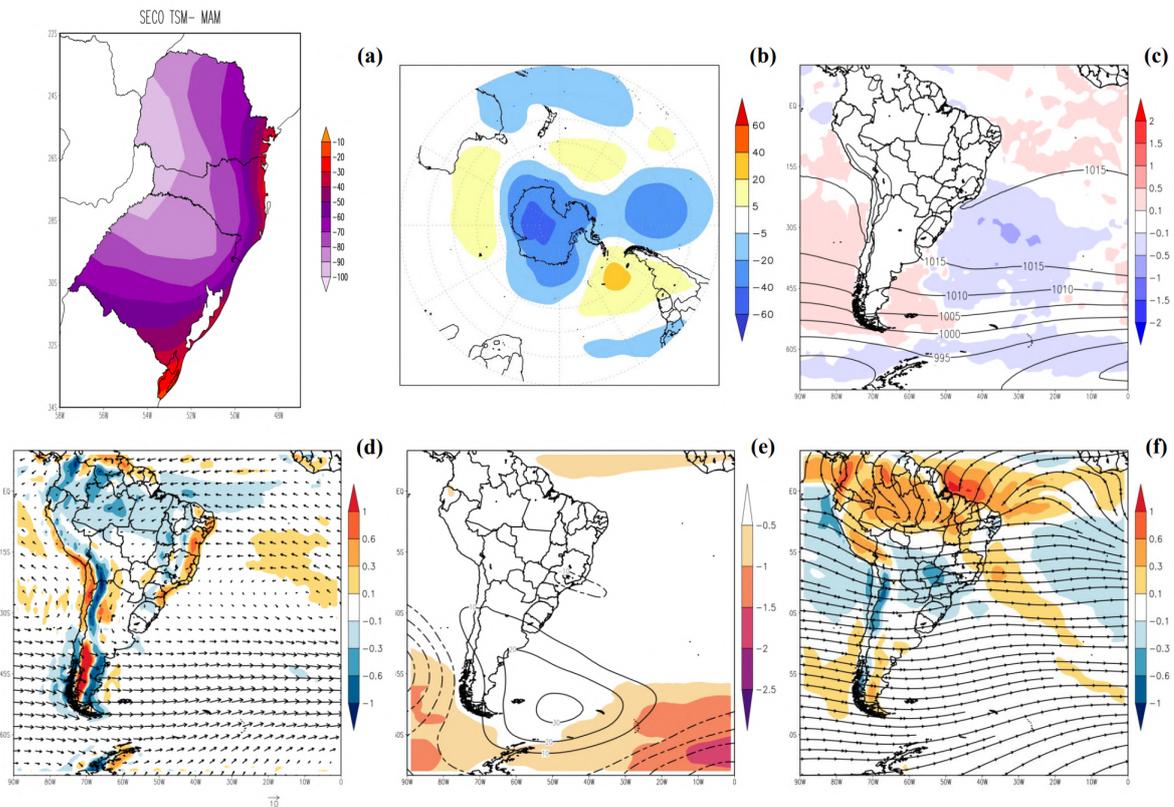


Fonte: Autora.

As composições dos campos atmosféricos referentes a combinação TSM- no outono são apresentadas na Figura 20. Assim como em todas as combinações apresentadas até agora, exceto nas de inverno, as anomalias de precipitação (Figura 20(a)) se intensificam em direção a oeste/noroeste na RSB. Entretanto, esta combinação apresenta os valores menos intensos de anomalias na metade leste de SC e do PR em comparação as composições já mostradas, com valores próximos a costa ficando entre -30 e -50 mm/mês. No campo de 700 hPa (Figura 20(b)), as anomalias de altura geopotencial não exibem padrão AAO, mas observa-se que a RSB está localizada numa área neutra e de transição entre anomalias negativas (ao seu norte) e positivas (ao seu sul), como na Figura 15(b). As anomalias de TSM (Figura 20(c)) no OASO são negativas, com valores de até  $-0,5^{\circ}\text{C}$  e os valores de PNM não ultrapassam 1015 hPa, sendo a posição e área de abrangência desta isóbara muito semelhante a da Figura 15(c). O padrão em baixos níveis atmosféricos (Figura 20(d)) é muito semelhante aos das Figuras 15(d) e 18(d), assim como o padrão em 200 hPa da Figura 20(f) corresponde aos padrões das Figuras 15(f) e 18(f). Em médios níveis (Figura 20(e)), a anomalia positiva de altura geopotencial característica das demais combinações

de outono aparece enfraquecida e deslocada para sul quando comparada às Figuras 15(e) e 18(e).

Figura 20 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM- no outono.

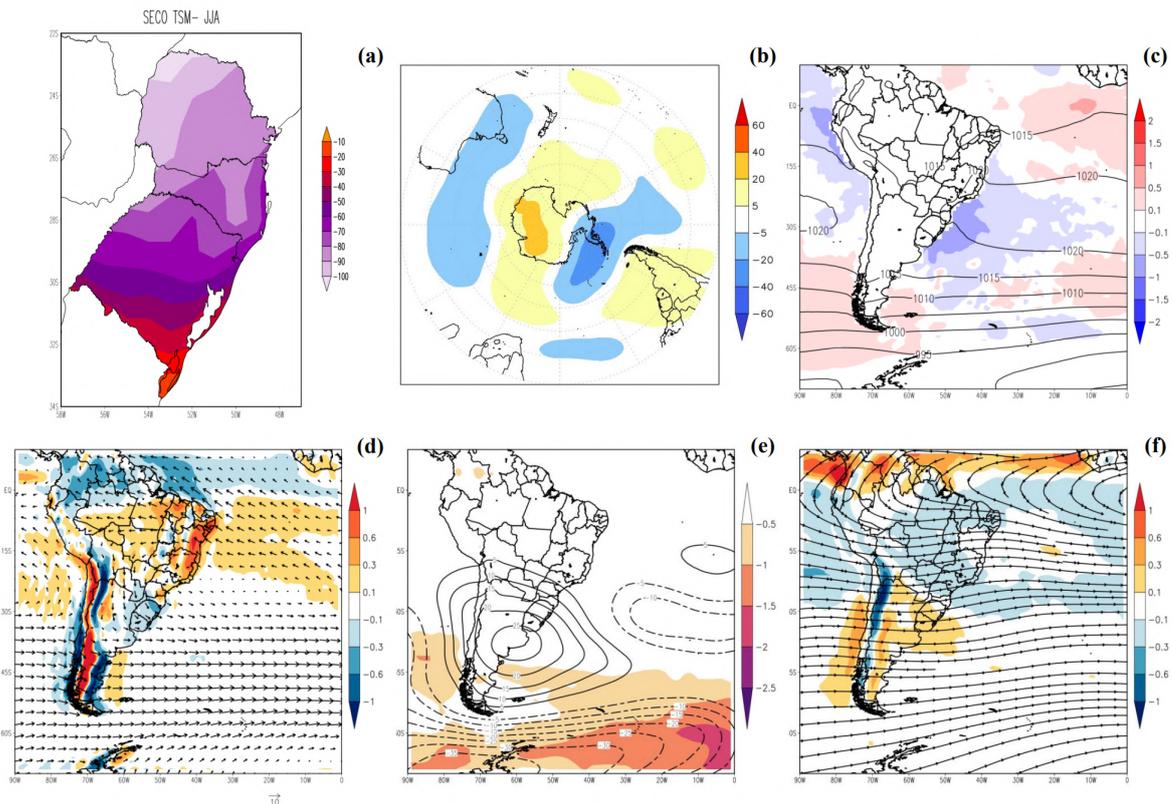


Fonte: Autora.

A Figura 21 apresenta as composições para a combinação TSM- no inverno. As anomalias de precipitação no RS (Figura 21(a)) apresentam uma distribuição e intensidade similares as da combinação AAO- no inverno (Figura 17(a)). A intensidade das anomalias, assim como nas demais combinações de inverno, aumentam em direção a norte/noroeste. As anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 21(b)) não exibem padrão AAO, porém existem anomalias positivas sobre o sul da AS, numa área que engloba a RSB. Na Figura 21(c), as anomalias de TSM adjacentes a costa do sul e do sudeste do Brasil (em uma região que abrange o OASO) são negativas com valores de  $-1^{\circ}\text{C}$ , cercadas por uma ampla área de anomalias em torno de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , num padrão semelhante ao da Figura 14(c). Ainda na Figura 21(c), a isóbara de 1020 hPa contorna uma grande área, que vai desde o centro-leste de SC e extremo sul da Bahia até todo o oceano Atlântico a leste destas regiões. Os padrões atmosféricos em baixos (Figura 21(d)), médios (Figura 21(e)) e altos níveis (Figura 21(f)) são muito similares as demais composições inverniais (Figuras 16, 17

e 19), com convergência sobre o nordeste do RS intensificada em 850 hPa (Figura 21(d)), anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa (Figura 21(e)) passando sobre a RSB, centradas ao sul da mesma num padrão barotrópico em relação ao campo de 700 hPa (Figura 21(b)) e um padrão de divergência em altos níveis (Figura 21(f)) sobre o RS, enquanto no restante do Brasil se observa convergência.

Figura 21 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM- no inverno.



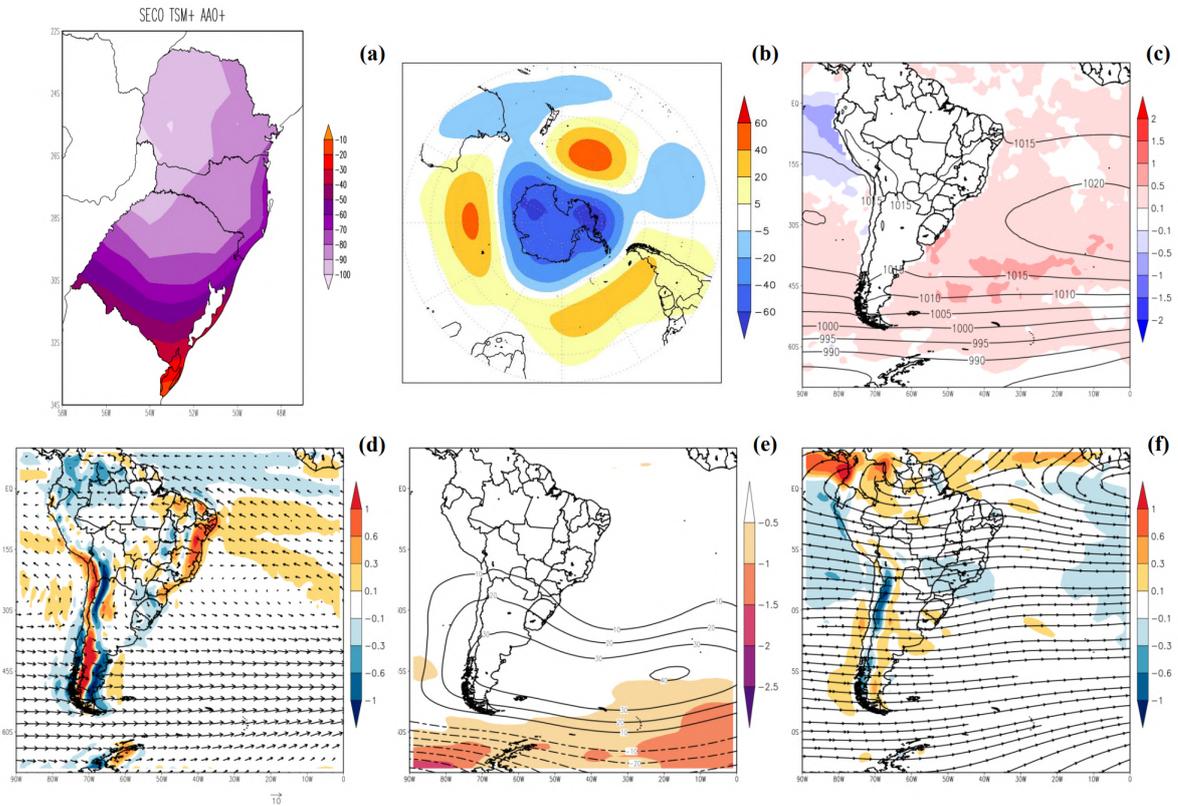
Fonte: Autora.

#### 4.3.1 Composições dos campos atmosféricos das combinações entre as fases da AAO e as anomalias de TSM no OASO nos eventos extremos secos

Ao comparar a combinação TSM+AAO+ (Figura 22) com as combinações AAO+ (Figura 11) e TSM+ (Figura 13) separadas, é possível notar que as anomalias de precipitação sofrem uma leve intensificação quando os parâmetros AAO+ e TSM+ são combinados, com valores chegando pontualmente a menos de -100 mm/mês (Figura 22(a)) no oeste do PR, algo que não é observado nas combinações individuais (Figura 11(a) e Figura 13(a)). As anomalias de altura geopotencial em 700 hPa e de TSM também são mais intensas nas

regiões de interesse nas Figuras 22(b) e (c) do que nas combinações TSM+ (Figuras 13(b) e (c)) e AAO+ (Figuras 11(b) e (c)) separadas.

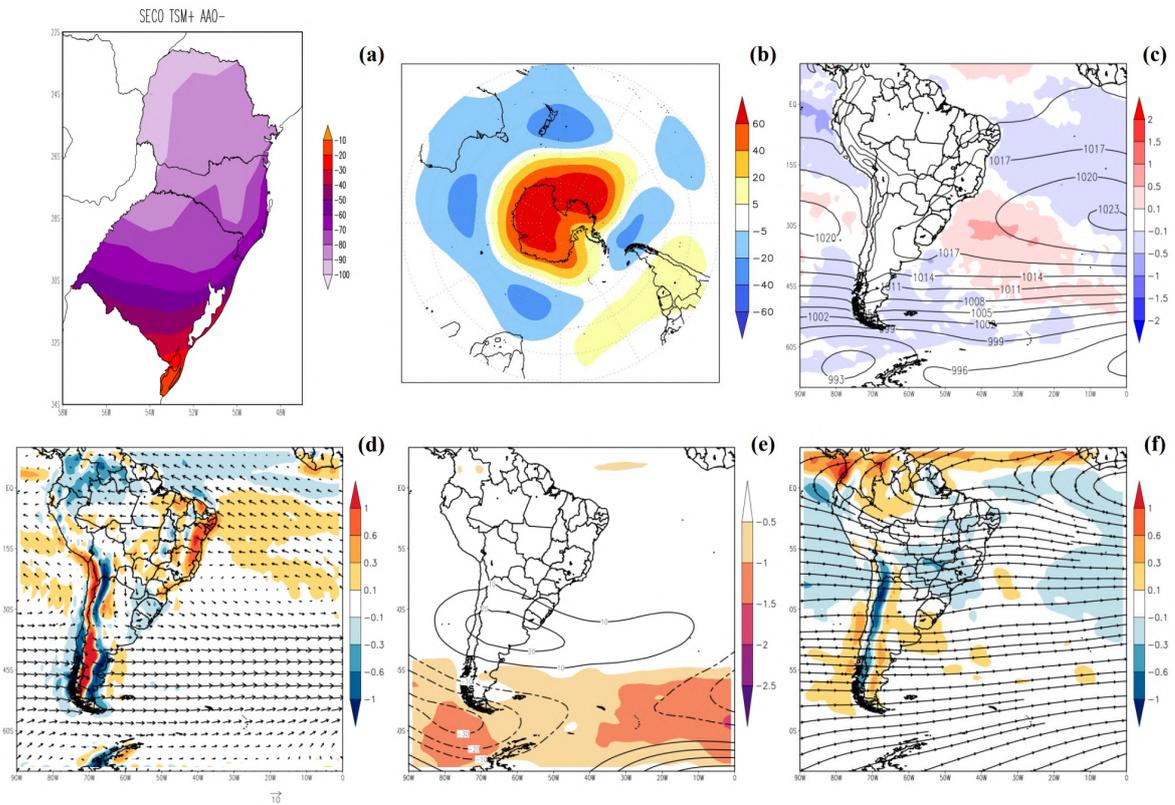
Figura 22 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO+.



Fonte: Autora.

Na combinação TSM+AAO- (Figura 23), o campo de anomalias de precipitação (Figura 23(a)) se assemelha mais ao padrão da combinação AAO- (Figura 12(a)) do que ao da combinação TSM+ (Figura 13(a)). Em termos de anomalias de TSM, elas se intensificam no OASO e áreas próximas no campo combinado TSM+AAO- (Figura 23(c)) em relação aos padrões separados (Figuras 11(c) e 13(c)).

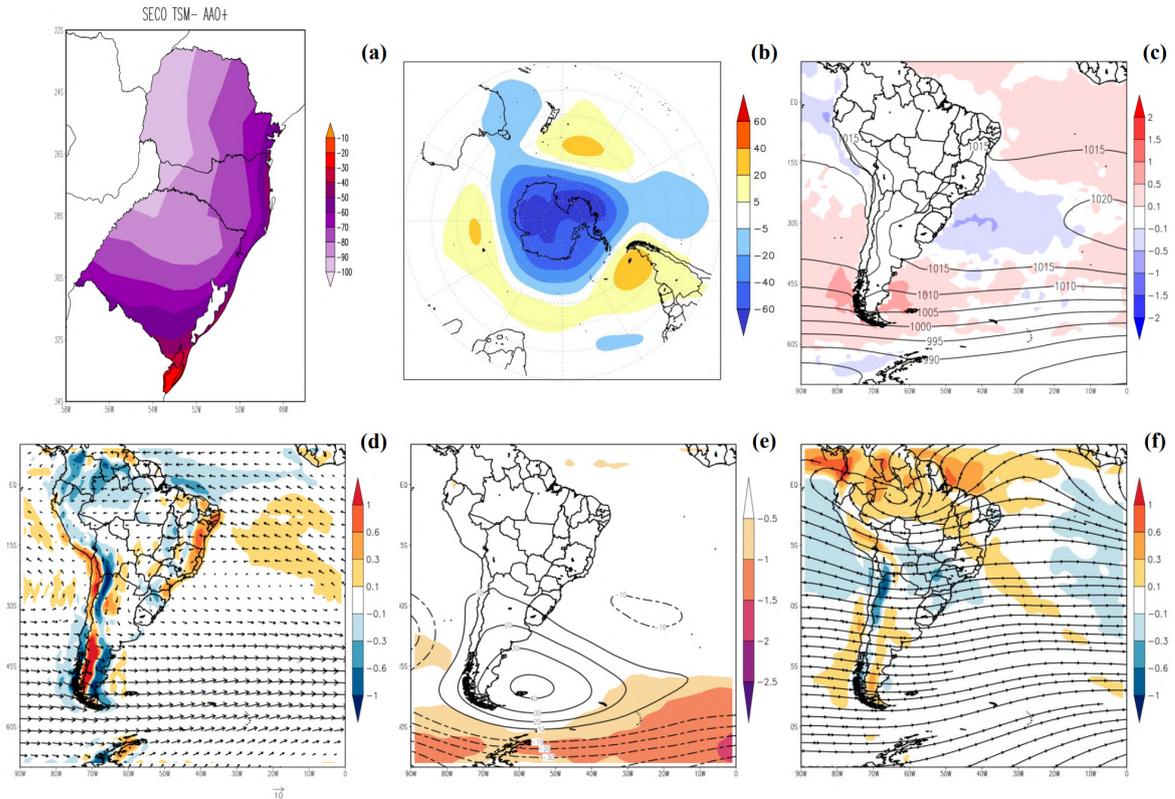
Figura 23 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO-.



Fonte: Autora.

As anomalias de precipitação da combinação TSM-AAO+ (Figura 24(a)) correspondem ao padrão AAO+ (Figura 11(a)) no RS, enquanto que na metade leste de SC e do PR os valores são menos intensos do que nas combinações separadas (Figura 11(a) e Figura 14(a)). As anomalias de TSM na região do OASO aparecem enfraquecidas na combinação entre os parâmetros TSM- e AAO+ (Figura 24(c)) quando comparadas ao padrão individual TSM- (Figura 14(c)).

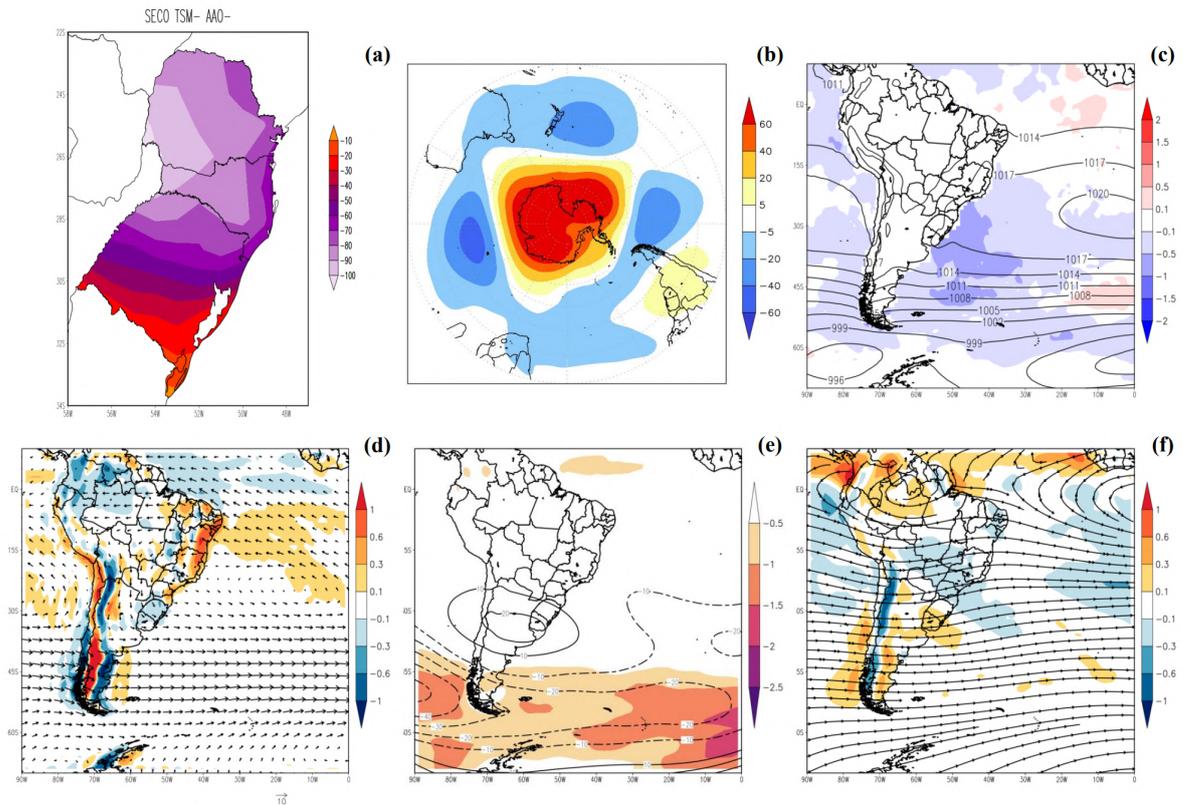
Figura 24 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+.



Fonte: Autora.

Ao fazer a comparação das anomalias de precipitação entre a combinação TSM-AAO- (Figura 25(a)) e as combinações individuais AAO- (Figura 12(a)) e TSM- (Figura 14(a)), nota-se que o padrão da primeira (Figura 25(a)) se assemelha ao padrão da segunda (Figura 12(a)) no RS, com valores levemente enfraquecidos, enquanto que em SC e no PR é mais similar a terceira (Figura 14(a)), porém com valores ligeiramente intensificados. A área de anomalias negativas de TSM com valores de até  $-1^{\circ}\text{C}$  na combinação TSM-AAO- (Figura 25(c)) é consideravelmente maior do que a da combinação TSM- individual (Figura 14(c)).

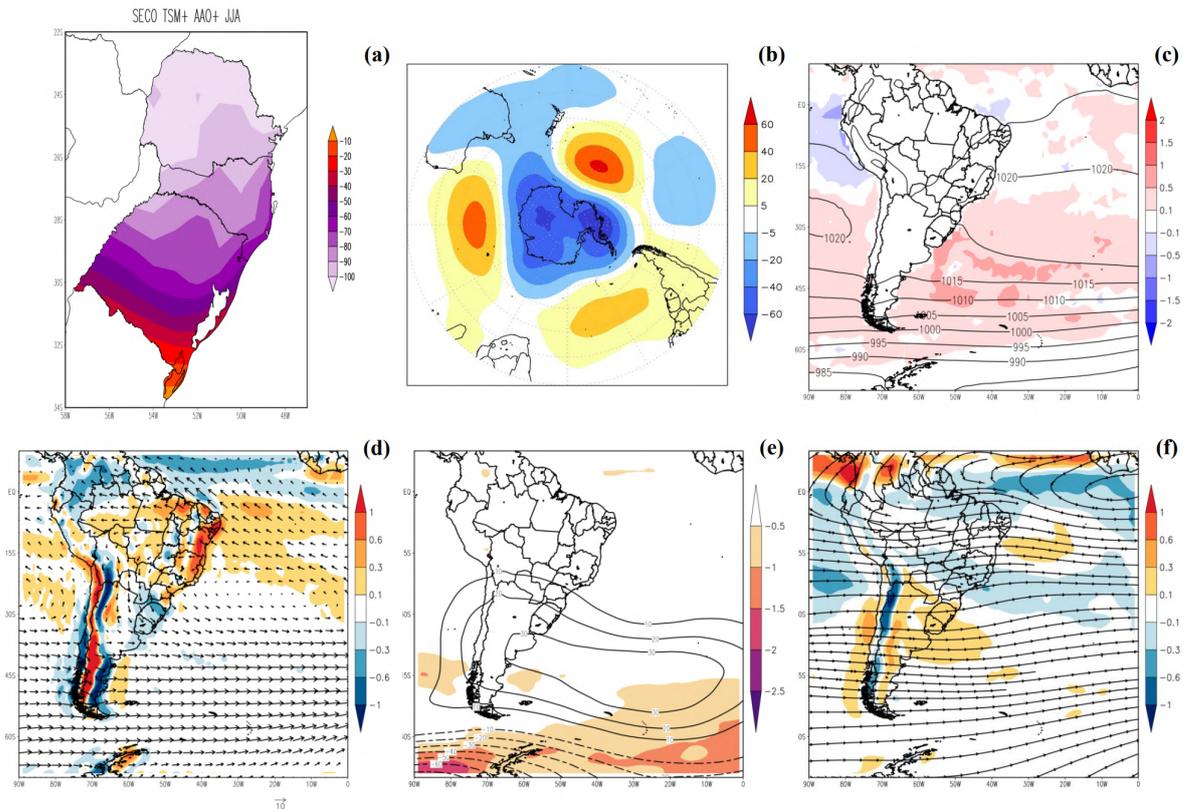
Figura 25 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO-.



Fonte: Autora.

Entrando nas combinações com separação sazonal, a Figura 26 exhibe as composições para a combinação TSM+AAO+ no inverno. O padrão de anomalias de precipitação nesta combinação (Figura 26(a)) é muito semelhante aos padrões das combinações individuais AAO+ (Figura 16(a)) e TSM+ (Figura 19(a)) no inverno para o RS, mas nos estados de SC e PR, as anomalias são intensificadas quando é feita a combinação dos parâmetros. No PR, por exemplo, mais da metade da área do estado apresenta anomalias de chuva abaixo de -100 mm/mês. Os centros anômalo de altura geopotencial em 700 hPa na composição TSM+AAO+ no inverno (Figura 26(b)) são mais intensos em relação a combinação AAO+ no inverno (Figura 16(b)) e no campo de anomalias de TSM, os valores positivos também se intensificam em parte do OASO e ao seu sul na Figura 26(c) quando comparada a combinação TSM+ no inverno (Figura 19(c)).

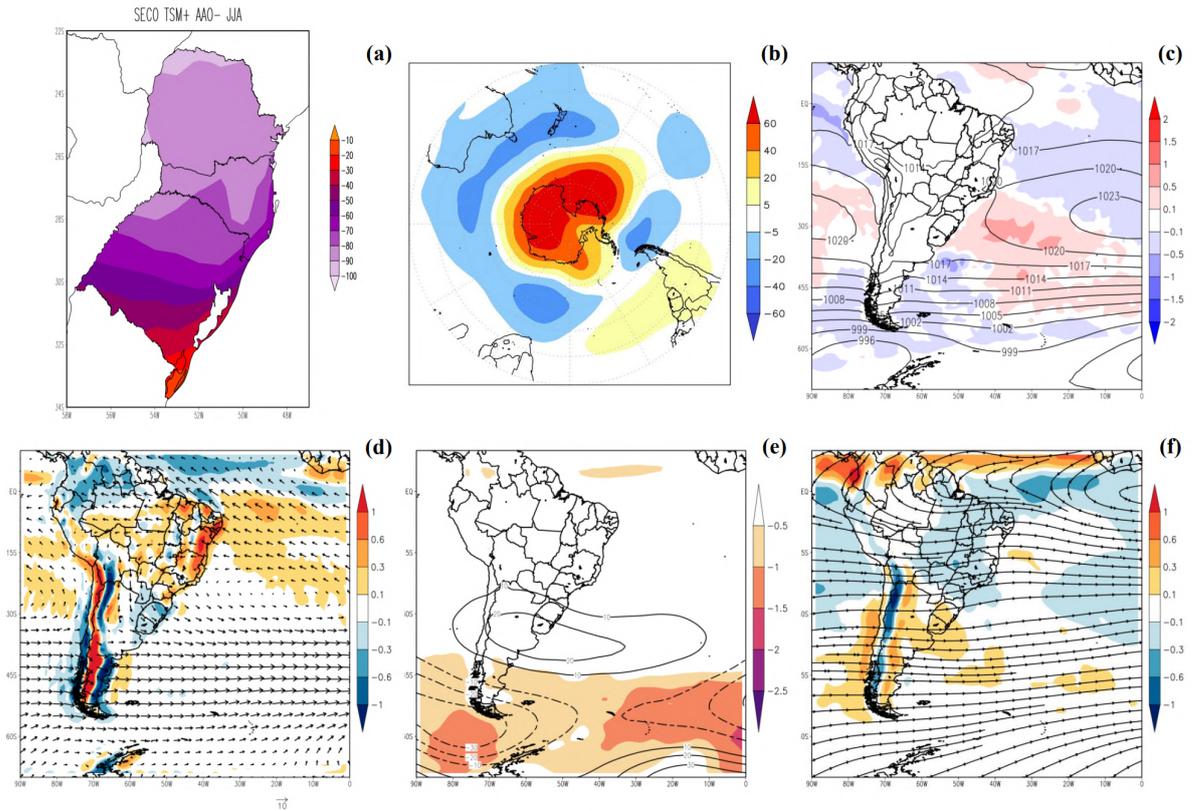
Figura 26 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO+ no inverno.



Fonte: Autora.

Analisando o padrão de anomalias de precipitação da combinação TSM+AAO- no inverno (Figura 27(a)), nota-se que ele é similar ao padrão da combinação TSM+ no inverno (Figura 19(a)) no RS, enquanto que em SC e PR o padrão da Figura 27(a) se assemelha mais ao da combinação invernal AAO- (Figura 16(a)). O campo de anomalias de TSM da combinação TSM+AAO- no inverno (Figura 27(c)) apresenta uma área maior de valores entre 0,5 e 1°C em relação a Figura 19(c).

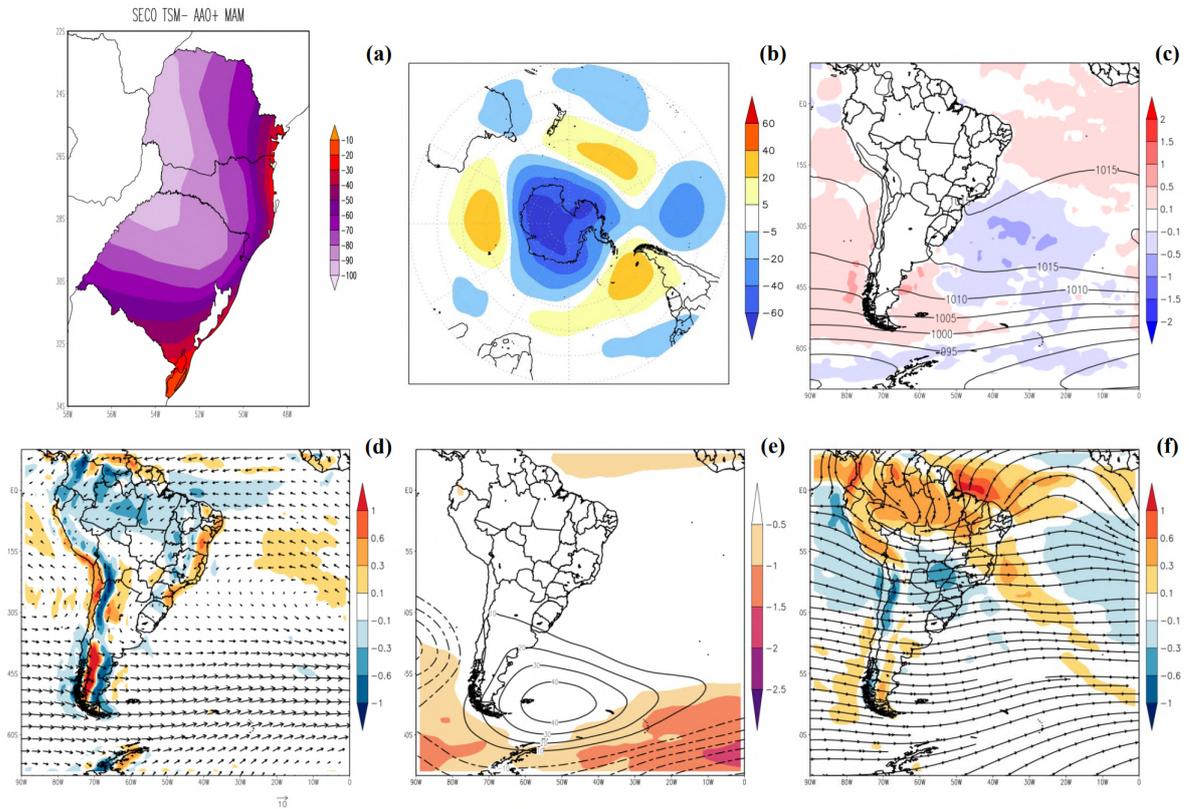
Figura 27 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM+AAO- no inverno.



Fonte: Autora.

Na combinação TSM-AAO+ no outono (Figura 28), o padrão de anomalias de precipitação (Figura 28(a)) no RS é mais similar ao da combinação AAO+ no outono (Figura 15(a)), enquanto que nos demais estados da RSB a distribuição e intensidade dos valores anômalos de chuva se assemelham à combinação TSM- no outono (Figura 20(a)).

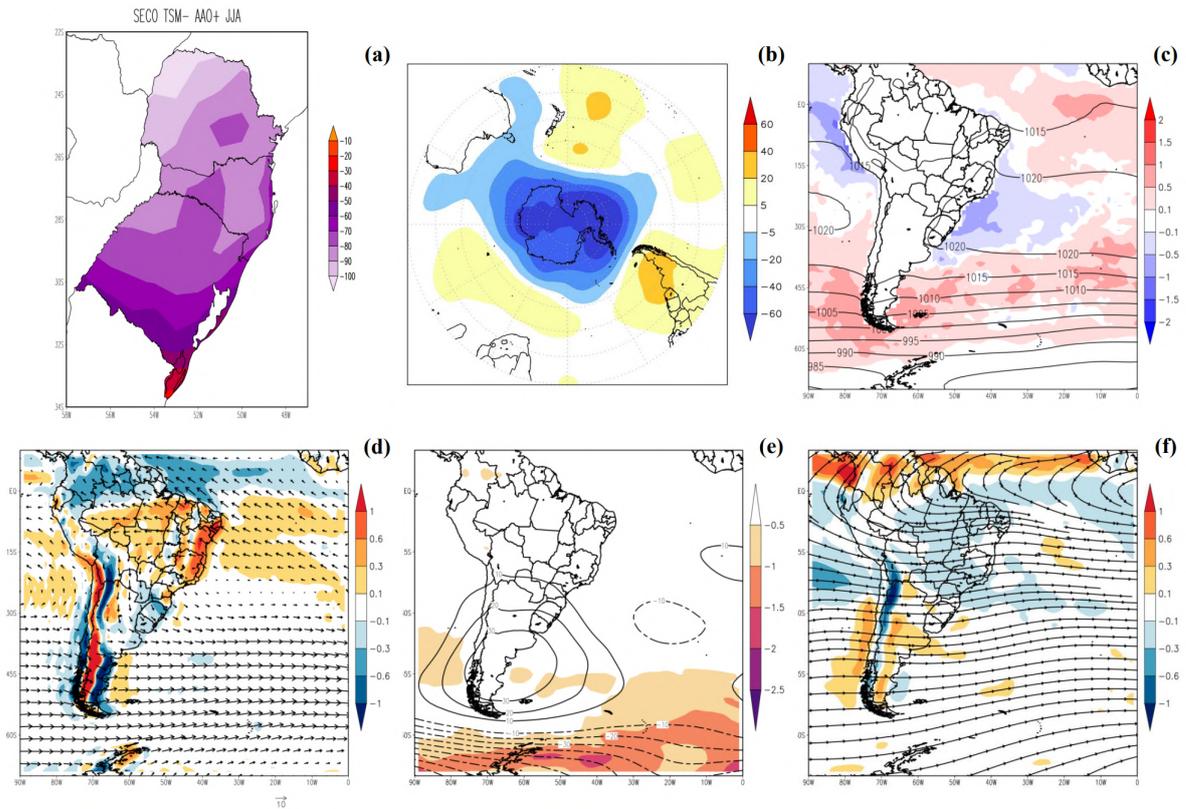
Figura 28 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+ no outono.



Fonte: Autora.

Comparando a combinação TSM-AAO+ no inverno (Figura 29) com as combinações individuais AAO+ e TSM- na mesma estação (Figuras 16 e 21, respectivamente), percebe-se que o padrão das anomalias de precipitação da Figura 29(a) é um misto dos padrões individuais (Figuras 16(a) e 21(a)), sem nenhum deles prevalecer em relação ao outro. Isto também é observado nos campos de anomalia geopotencial em 700 hPa e de TSM (campos (b) e (c) de cada figura mencionada).

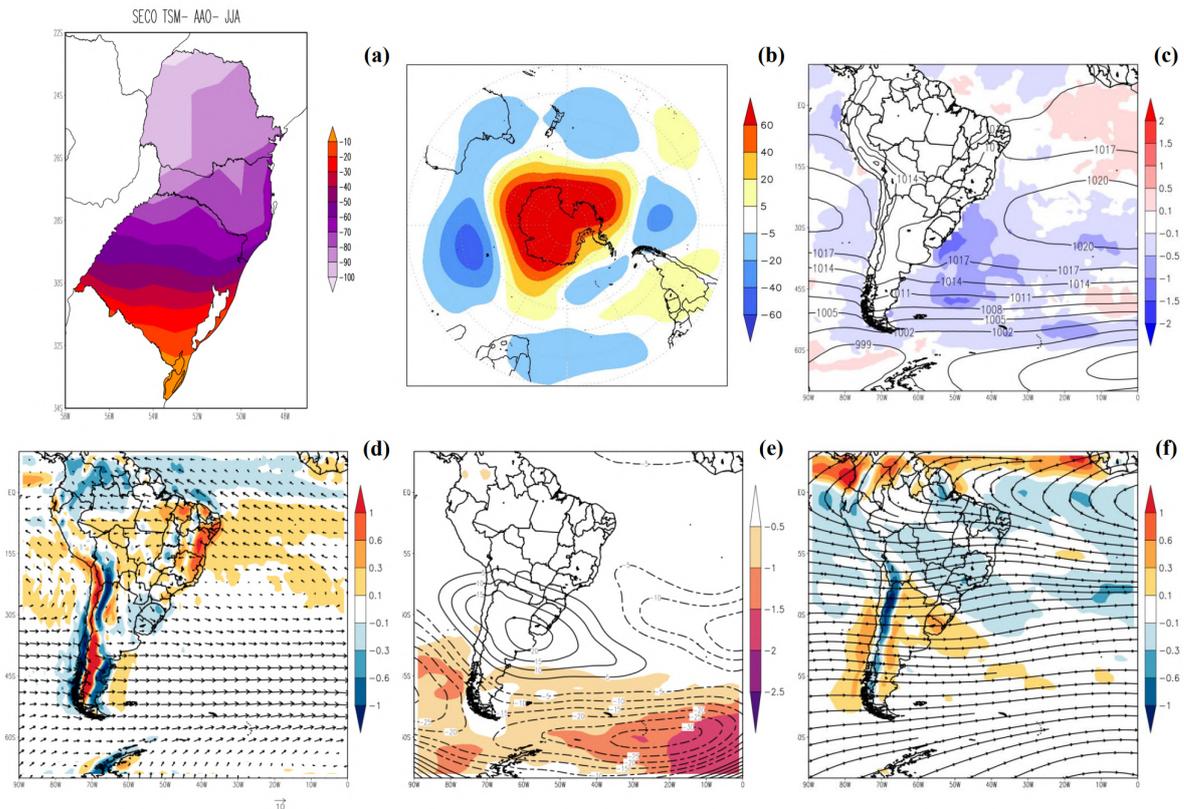
Figura 29 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO+ no inverno.



Fonte: Autora.

O padrão de anomalias de precipitação da combinação TSM-AAO- no inverno (Figura 30(a)) se assemelha mais ao padrão AAO- no inverno (Figura 17(a)) no RS e em SC, porém com valores menos intensos. Já no PR, o padrão anômalo de chuva da Figura 30(a) corresponde mais ao padrão da combinação TSM- no inverno (Figura 21(a)). As anomalias de TSM da Figura 30(c) são intensificadas negativamente no oceano Atlântico Sul em relação a Figura 21(c), com valores chegando a até  $-1,5^{\circ}\text{C}$  na costa do RS e Uruguai.

Figura 30 – Idem Figura 11, mas para a combinação TSM-AAO- no inverno.



Fonte: Autora.

#### 4.3.2 Análise dos campos de anomalias de precipitação dos eventos extremos secos

Ao comparar as anomalias de precipitação das combinações AAO+ e AAO- (Figuras 11(a) e 12(a), respectivamente), observa-se que nas duas figuras o padrão é de intensificação em direção ao oeste/noroeste da RSB. Entretanto, na combinação AAO+, as anomalias são mais intensas, com valores entre -80 e -100 mm/mês abrangendo boa parte do norte do RS e centro-oeste de SC e PR. Em todo o RS, as anomalias na combinação AAO+ são de 10 a 20 mm/mês mais secas que na AAO-. Em relação as combinações TSM+ (Figura 13(a)) e TSM- (Figura 14(a)), o padrão também é de aumento das anomalias para oeste/noroeste e os valores são mais intensos na TSM+, especialmente no centro-leste de SC e PR, onde as anomalias são de 10 a 20 mm/mês mais secas em relação a TSM-. No RS, a diferença entre as duas combinações é sutil. Dentre estas 4 combinações, a mais seca para o RS é a AAO+ (Figura 11(a)) e para SC e PR é a TSM+ (Figura 13(a)), já a combinação que apresenta as anomalias menos intensas no RS é a AAO- (Figura 12(a)), enquanto que para a metade leste de SC e do PR, as anomalias menos intensas

são encontradas na combinação TSM- (Figura 14(a)). No RS, a fase positiva da AAO intensifica os eventos extremos secos, enquanto a fase negativa ameniza os mesmos. Essa influência da AAO parece ser bem clara e vai de acordo com o observado pela literatura (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009; VASCONCELLOS; PIZZOCHERO; CAVALCANTI, 2019). Nos estados de SC e PR, levando em consideração os resultados de Pampuch (2014), a combinação TSM+ pode estar atuando no sentido de contribuir para os eventos extremos secos, visto a maior proximidade destes estados com o Sudeste do Brasil, região de estudo da autora.

Analisando os campos de anomalias de precipitação das combinações sem separação sazonal entre as fases da AAO e as anomalias de TSM apresentadas na subseção 4.3.1, têm-se que o padrão de intensificação segue sendo na direção oeste/noroeste da RSB. Para o RS, a combinação onde no geral os eventos extremos secos são mais intensos é a TSM-AAO+ (Figura 24(a)), entretanto, o padrão da combinação TSM+AAO+ (Figura 22(a)) é bem semelhante, com as anomalias variando de -20 mm/mês no extremo sul do estado, até -100 mm/mês no extremo norte e divisa com o oeste de SC. Já a combinação que apresenta as anomalias menos intensas para o RS é a TSM-AAO- (Figura 25(a)), com todo o centro-sul do estado com anomalias entre -10 e -60 mm/mês. Para SC e PR, os eventos extremos secos são mais intensos na combinação TSM+AAO+ (Figura 22(a)), já a combinação onde as anomalias de precipitação são menos secas é a TSM-AAO+ (Figura 24(a)), com toda a metade leste destes estados apresentando valores entre -30 e -80 mm/mês, enquanto nas demais combinações variam entre -80 e -100 mm/mês. É interessante reparar que, dentre estas 4 combinações, a que mostra os valores mais intensos de anomalias de precipitação para o RS (Figura 24(a)) é a mesma combinação onde os eventos extremos secos são menos intensos em SC e no PR. Mais uma vez, para o RS, a influência da AAO parece ser clara e ir de acordo com o que já foi observado por outros estudos: os eventos extremos secos são mais (menos) intensos no estado quando a combinação leva a fase positiva (negativa) da AAO. Em relação aos estados de SC e PR, como mencionado anteriormente, a influência da TSM+ parece ir de acordo com o observado por Pampuch (2014) para o Sudeste do Brasil.

Entre as combinações sazonais, são 4 as referentes ao outono: AAO+ (Figura 15(a)), TSM+ (Figura 18(a)), TSM- (Figura 20(a)), e TSM-AAO+ (Figura 28(a)), onde o padrão segue sendo de intensificação das anomalias de precipitação em direção ao oeste/noroeste. A combinação na qual os eventos extremos secos no outono são mais

intensos é a TSM+ (Figura 18(a)), para os 3 estados da RSB, com os valores ficando entre -80 e -100 mm/mês desde a metade norte do RS até praticamente todo o PR, com exceção da região litorânea de SC. As três combinações restantes apresentam padrões de distribuição e intensidades das anomalias muito semelhantes, sendo difícil a classificação de alguma para representar as anomalias menos intensas. A maior parte dos estudos que avaliaram a influência das anomalias de TSM no OASO na precipitação da RSB encontraram fortes relações positivas entre ambas nos meses de verão (BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; SANSIGOLO; PEREIRA; SILVA, 2004; CARDOSO; Silva Dias, 2004). Diaz, Studzinski e Mechoso (1998) e Sansigolo, Pereira e Silva (2004) observaram relações nos meses de outono e verificaram que elas também são positivas, ou seja, anomalias positivas de TSM no OASO contribuem para anomalias positivas de precipitação na RSB, o que não corrobora com o fato de a combinação mais seca nos meses de outono ser a TSM+ (Figura 18(a)). Por outro lado, extrapolando os resultados obtidos por Pampuch (2014) para a RSB, valores de TSM+ no OASO estariam contribuindo positivamente para os eventos extremos secos, a medida em que desfavorecem a passagem de frentes frias pela região.

Como o inverno foi a estação preferencial de ocorrência dos eventos extremos secos (Tabela 2), foi nele onde ocorreram também a maioria das combinações sazonais. Foram 8 as combinações de inverno: AAO+ (Figura 16(a)), AAO- (Figura 17(a)), TSM+ (Figura 19(a)), TSM- (Figura 21(a)), TSM+AAO+ (Figura 26(a)), TSM+AAO- (Figura 27(a)), TSM-AAO+ (Figura 29(a)) e TSM-AAO- (Figura 30(a)), ou seja, todas as combinações possíveis. Nestas figuras, diferentemente das anteriores, as anomalias de precipitação se intensificam predominantemente em direção ao norte da RSB. No RS, a combinação onde os eventos extremos secos são mais intensos é na TSM-AAO+ (Figura 29(a)), onde tanto os sinais de anomalias de TSM quando a fase da AAO estariam contribuindo para esta intensificação, de acordo com a bibliografia já mencionada. Em relação eventos extremos de precipitação menos secos no RS, eles são observadas na combinação TSM-AAO- (Figura 30(a)). Para os estado de SC e PR, as anomalias de precipitação mais intensas ocorrem na combinação TSM+AAO+ (Figura 26(a)), já os eventos extremos menos intensos ocorrem na combinação TSM-AAO- (Figura 30(a)) para SC, assim como no RS, e na combinação TSM+AAO- no PR (Figura 27(a)). Diferente do observado nas combinações sem separação sazonal, no inverno a intensidade dos eventos extremos secos em SC e no PR também parecem ser influenciada pelas fases da AAO, com a maior (menor) intensidade das

anomalias sendo verificadas nas combinações com a fase positiva (negativa) da mesma, assim como ocorre no RS.

É interessante notar que as combinações entre AAO e TSM sem separação sazonal nas quais as anomalias de precipitação são mais intensas no RS (TSM-AAO+, Figura 24(a)) e em SC e PR (TSM+AAO+, Figura 22(a)) são as mesmas em que as anomalias são mais intensas no inverno ((TSM-AAO+ no RS, Figura 29(a) e TSM+AAO+ em SC e no PR, Figura 26(a)). Ao contrapor as intensidades das anomalias de precipitação nas combinações TSM-AAO+, observa-se que no RS, elas são de 10 a 20 mm mais intensas na Figura 24(a) do que na Figura 29(a), ou seja, os meses de inverno (Figura 29(a)) são menos secos quando comparados a composição das anomalias de precipitação de todos os meses em conjunto (Figura 24(a)). De acordo com a Tabela 2, a maioria dos eventos extremos secos da combinação TSM-AAO+ não acontecem no inverno (8 meses), e sim no outono (11 meses). Diferente do que acontece no RS, ao comparar as anomalias de precipitação da combinação TSM+AAO+ (Figura 22(a)) e TSM+AAO+ no inverno (Figura 26(a)) para os estado de SC e PR, nota-se que elas são mais intensas na segunda, ou seja, o inverno é mais seco em relação a composição geral da combinação TSM+AAO+. De fato, ao analisar a Tabela 2, observa-se que a grande maioria dos eventos extremos secos da combinação TSM+AAO+ ocorrem no inverno (12 de 21 meses totais, sendo 6 no outono, 2 no verão e 1 na primavera). Isto pode ser associado ao que foi discutido por Grimm, Ferraz e Gomes (1998): em parte de SC e do PR, a maior parte da pluviometria anual ocorre nos meses de verão (devido à monção da AS e a circulação de brisa marítima), sendo os meses de inverno os mais secos, climatologicamente. Já o RS, por ser influenciado por diferentes sistemas precipitantes ao longo de todo o ano, não possui uma estação seca e chuvosa bem definida. Estas características ajudam a explicar o porquê da composição sem separação sazonal ser mais seca no RS em relação ao inverno e o contrário ser observado em SC e no PR.

#### 4.3.3 Análise dos demais campos atmosféricos dos eventos extremos secos

No campo de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa, os padrões se parecem com a fase AAO pela qual a combinação em questão é separada. No caso de a separação ser feita apenas pela TSM, o padrão aparece desconfigurado em relação as fases da AAO. Entretanto, uma característica é comum a todas as 20 combinações dos eventos extremos

secos: uma área de anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa de no mínimo 20 m aparece localizada sobre o sul da AS e oceano adjacente. Estas anomalias variam em posição, área de abrangência e intensidade, mas estão sempre presentes, mesmo nas combinações com a fase negativa da AAO. Esta característica contribui diretamente para os eventos extremos secos na RSB, uma vez que anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa nesta região estão associadas ao desfavorecimento da frontogênese e a não-passagem de sistemas transientes (REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009). Nas combinações de inverno (Figuras 16(b), 17(b), 19(b), 21(b), 26(b), 27(b), 29(b) e 30(b)) e na combinação TSM+AAO+ (Figura 22(b), estas anomalias positivas atingem toda a RSB, já nas Figuras 15(b), 20(b) e 28(b), a RSB se encontra numa área de neutralidade, com anomalias negativas a norte e positivas a sul. Nas figuras restantes, as anomalias positivas de altura geopotencial atingem apenas parte da RSB (Figuras 11(b), 12(b), 13(b), 14(b), 18(b), 23(b), 24(b) e 25(b)).

Em relação aos campos de anomalias de TSM, não foi observado um ou mais padrões predominantes, com a estrutura das anomalias variando bastante, principalmente em termos de posição. As anomalias de TSM no OASO sempre obedecem o sinal de sua combinação, quando separadas por valor de TSM. Dentre as 20 combinações, apenas 6 apresentaram anomalias mais intensas (acima de  $0,5^{\circ}\text{C}$  ou abaixo de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ ) no OASO, sendo elas as Figuras 14(c), 21(c), 22(c), 25(c), 26(c) e 30(c). Apenas uma combinação tem valores anômalos que chegam à  $-1,5^{\circ}\text{C}$  em parte da costa da RSB: TSM-AAO- no inverno (Figura 30(c)). No geral, as combinações de inverno entre AAO e TSM apresentam anomalias tanto negativas quanto positivas mais intensas próximo a costa da RSB que nas combinações separadas, no outono e nas combinações sem separação sazonal.

Em termos do campo de PNM, o padrão mais recorrente sobre o oceano Atlântico Sul foi o que apresenta a isóbara máxima no valor de 1020 hPa se estendendo entre  $20^{\circ}\text{O}$  e  $40^{\circ}\text{O}$ , ou seja, não atingindo a AS. Este padrão foi observado em 8 das 20 combinações (Figuras 11(c), 12(c), 13(c), 14(c), 22(c), 24(c), 25(c) e 30(c)). Quando separados sazonalmente, os campos de PNM possuem características bem distintas entre as estações: enquanto no outono ou a isóbara de 1020 hPa aparece bem afastada da AS (a leste de  $10^{\circ}\text{O}$  - Figuras 15(c), 18(c) e 28(c)) ou é inexistente (sendo a isóbara de 1015 hPa a mais intensa - Figura 20(c)), no inverno o campo de PNM aparece fortalecido, com a isóbara mais intensa de 1020 hPa adentrando o continente sul-Americano (Figuras 16(c), 19(c), 21(c), 26(c), 29(c)) ou apresentando centro de 1023 hPa (Figura 17(c)). Esta característica vai ao encontro dos

trabalhos de Mächel, Kapala e Flohn (1998) e Ito (1999), que ao estudar o posicionamento da ASAS ao longo do ano, descobriram que nos meses de inverno ela está localizada na sua posição mais a oeste, adentrando a AS. O fato de os eventos extremos secos ocorrerem em sua maior parte no inverno (Tabela 2) pode estar associado a esta posição da ASAS mais a oeste. É interessante ressaltar que a combinação onde a isóbara de 1020 hPa se aprofunda na AS de forma mais abrangente é a TSM-AAO+ no inverno (Figura 29(c)), na qual os dois parâmetros (AAO e TSM) atuam no sentido de reduzir a precipitação sobre a RSB, de acordo com os estudos já realizados.

Em 850 hPa, um padrão principal é observado em todos os eventos extremos secos: sobre o RS, metade oeste de SC e sudoeste do PR, é observada convergência, em valores que variam entre  $-0,1$  e  $-0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , acompanhada de ventos de norte/noroeste. Já o centro-leste de SC e leste do PR apresentam valores de divergência que variam de  $0,1$  a  $0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Este padrão varia em termos principalmente da intensidade dos valores de convergência de acordo com a estação do ano. Nas combinações de outono, os ventos e a convergência sobre o RS, metade oeste de SC e sudoeste do PR enfraquecem, com a convergência apresentando valores de até  $-0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  apenas (Figuras 15(d), 20(d) e 28(d)) ou até ficando praticamente neutra (Figura 18(d)). O contrário acontece nas combinações de inverno: os ventos se intensificam e a área com valores de convergência de até  $-0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  aumenta em relação as demais combinações, principalmente no nordeste do RS (Figuras 17(d), 21(d) e 27(d)) e também na metade oeste de SC (Figuras 16(d), 19(d), 26(d) e 29(d)). Isto pode estar associado com o posicionamento da ASAS, que como visto anteriormente, se aproxima e chega a adentrar a AS durante os meses de inverno (MÄCHEL; KAPALA; FLOHN, 1998; ITO, 1999), podendo dessa forma causar ventos mais fortes em relação às demais estações do ano, contribuindo também para os maiores valores de convergência na metade oeste da RSB. É importante ressaltar que, apesar de ser observada em todas as combinações dos eventos extremos secos em boa parte da RSB, a convergência dos ventos em baixos níveis atmosféricos contribui para o movimento ascendente nesta camada, o que favorece o levantamento de massa, formação de nuvens e, conseqüentemente, a precipitação. O contrário ocorre em relação à divergência neste nível.

No campo de anomalias de altura geopotencial e vorticidade ciclônica em 500 hPa, a principal característica é um centro de anomalias positivas de altura geopotencial localizada entre o sul da AS e o oceano adjacente, que varia de posição, tamanho e intensidade

de acordo com as combinações, mas que está presente em todas elas, assim como as anomalias de geopotencial em 700 hPa. De acordo com a literatura, a AAO é um padrão barotrópico, que aparece em vários níveis e campos atmosféricos (ROGERS; LOON, 1982; GONG; WANG, 1999; LIMPASUVAN; HARTMANN, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000). Nas combinações de outono (Figuras 15(e), 18(e), 20(e) e 28(e)) e na combinação TSM-AAO+ (Figura 24(e)), estas anomalias não atingem a RSB. Já nas combinações AAO+ (Figura 11(e)), AAO- (Figura 12(e)), TSM- (Figura 14(e)), TSM+AAO- (Figura 23(e)), TSM-AAO- (Figura 25(e)), e TSM+AAO- no inverno (Figura 27(e)), as anomalias positivas de altura geopotencial atingem apenas o estado do RS, com valores em torno de 10 m. No restante das combinações, as anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa atingem toda a RSB, mas os valores mais intensos (de 5 à 20 m, sempre com os maiores valores sobre o RS e diminuindo em direção a nordeste da RSB) e os maiores gradientes são observados nas combinações de inverno (Figuras 16(e), 17(e), 19(e), 21(e), 26(e), 29(e) e 30(e)).

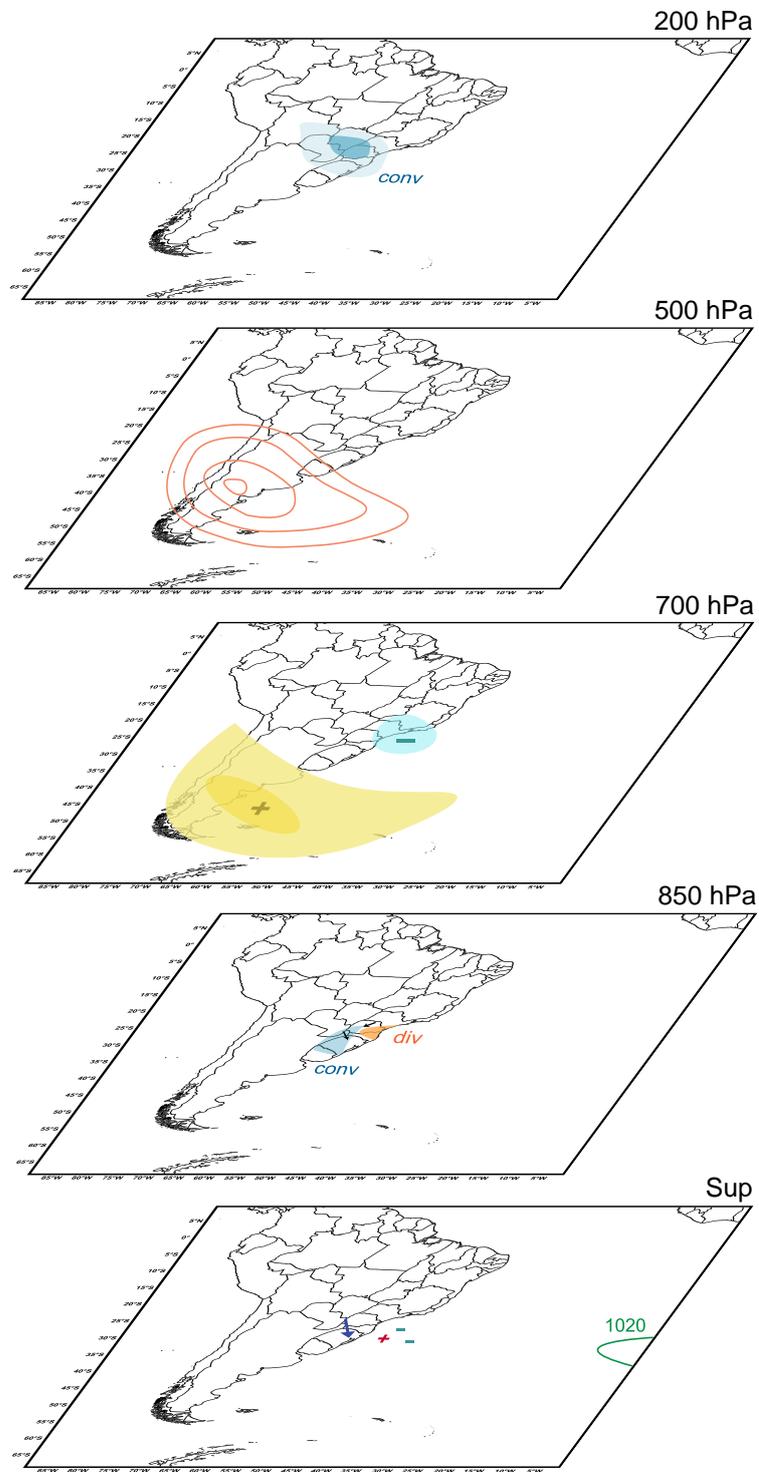
Em 200 hPa, dois principais padrões de convergência e divergência do vento são identificáveis. O padrão mais recorrente apresenta divergência sobre o Uruguai e parte do RS e convergência sobre SC, PR e parte do sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Este padrão aparece em 13 das 20 combinações, incluindo todas as de inverno (Figuras 16(f), 17(f), 19(f), 21(f), 26(f), 27(f), 30(f)), onde os valores de divergência cobrem áreas maiores do RS em comparação as combinações não-sazonais que também exibem este padrão (Figuras 12(f), 13(f), 22(f), 23(f), 24(f), 25(f)). O segundo padrão mostra convergência sobre boa parte da RSB e áreas do Sudeste e do Centro-Oeste do Brasil, como pode ser observado nas Figuras 11(f) e 14(f). Nas combinações de outono, os valores de convergência aparecem intensificados (até  $-0,6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) sobre parte do Centro-Oeste e no PR (Figuras 15(f), 18(f), 20(f) e 28(f)). Padrões de convergência dos ventos em altos níveis atmosféricos estão associados a movimentos subsidentes, o que desfavorece a formação de nuvens e também a precipitação. Logo, nas combinações de outono e nas demais combinações para SC e PR, os padrões de convergência observados em 200 hPa estariam contribuindo para a ocorrência dos eventos extremos secos.

#### 4.3.4 Diagramas esquemáticos dos eventos extremos secos

A fim de sintetizar os resultados obtidos através da análise de todas as variáveis meteorológicas avaliadas neste estudo, foram feitos diagramas esquemáticos que evidenciam os principais padrões atmosféricos observados nas estações do ano em que a maior parte dos eventos extremos secos ocorreram, ou seja, outono e inverno.

A Figura 31 exibe o diagrama esquemático referente ao outono. Na camada de superfície (Sup), têm-se uma seta sobre a RSB que representa o vetor gradiente das anomalias de precipitação. No caso do outono, como elas se intensificam (ficam mais secas) em direção a oeste/noroeste da RSB, o vetor aponta no sentido contrário, indicando que o padrão de anomalias de precipitação vai ficando menos seco em direção ao sul/sudeste. Ainda em superfície, os sinais + e - indicam a posição das anomalias de TSM observadas no OASO, tanto positivas quanto negativas. A respeito do campo de PNM, a isóbara de 1020 hPa aparece a leste de 10°O, representando o posicionamento deste valor de PNM quando ele é observado no outono (em algumas combinações de outono, a PNM no oceano Atlântico Sul é inferior a este valor). No campo de 850 hPa, é indicado o principal padrão de ventos e convergência/divergência observados no outono. Os ventos são de noroeste na área mais a oeste da RSB, junto a valores de convergência. Na metade leste, é observada divergência. No nível de 700 hPa, o padrão mais recorrente durante o outono mantém a RSB sob uma área de neutralidade em relação às anomalias de altura geopotencial neste nível de pressão, sendo que a sul (norte) da RSB têm-se anomalias positivas (negativas) desta variável. Em 500 hPa, uma região de anomalias positivas de altura geopotencial aparece alinhada com as anomalias em 700 hPa, evidenciando o padrão barotrópico da AAO. Em altos níveis atmosféricos (200 hPa), a RSB se encontra sob uma região de convergência, com valores mais intensos no norte da região.

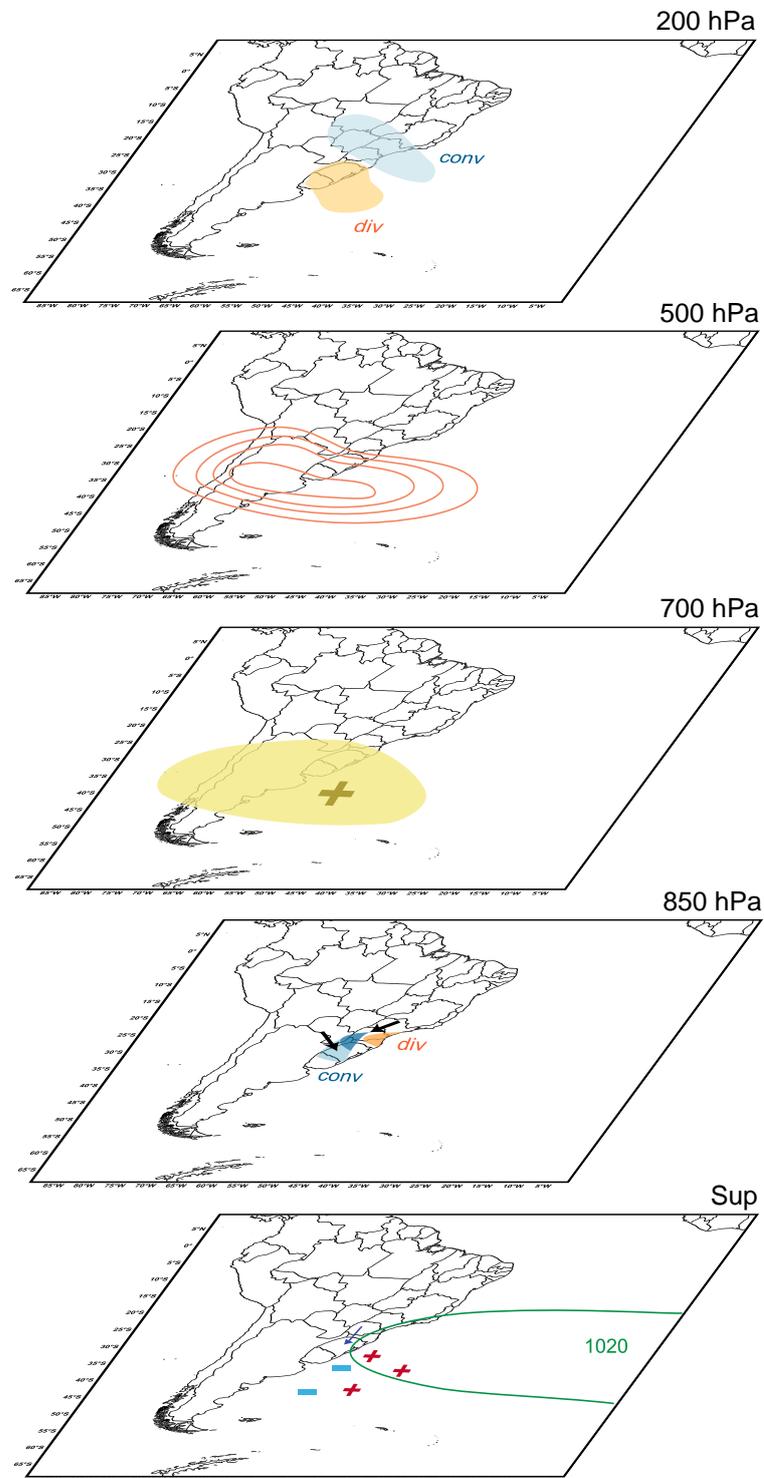
Figura 31 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos secos de outono.



Fonte: Autora.

O diagrama esquemático dos padrões atmosféricos de inverno é exibido na Figura 32. Em superfície (Sup), o vetor gradiente das anomalias de precipitação aponta para sul, indicando que elas são mais intensas (secas) no norte da RSB e vão ficando menos intensas em direção ao sul da região. Os sinais + e - mostram o posicionamento preferencial das anomalias mais intensas de TSM no OASO, tanto positivas quanto negativas. O tamanho destes sinais são maiores quando comparados aos sinais do diagrama esquemático anterior (Figura 31), o que indica que no inverno as anomalias de TSM no OASO são mais intensas (tanto positiva quanto negativamente) em relação ao outono. Ainda em superfície, a isóbara de 1020 hPa adentra o território brasileiro no inverno, atingindo toda a costa sul e sudeste do país. No nível de 850 hPa, as setas indicam a direção preferencial e também dão uma ideia da intensidade do vento no inverno, que quando comparada ao padrão de outono (Figura 31), é maior. Os valores de convergência sobre parte do oeste da RSB também aparecem intensificados em relação ao padrão de outono. Em 700 hPa, anomalias positivas de altura geopotencial são observadas em boa parte do sul da AS e oceanos adjacentes, com toda a RSB englobada nesta região. Assim como no outono (Figura 31), no nível de 500 hPa o padrão de anomalias de altura geopotencial é alinhado ao padrão em 700 hPa. No nível de 200 hPa, sobre o RS e sul de SC, é verificado um padrão de divergência, enquanto que ao norte de SC valores de convergência são observados, se estendendo até o sudeste e parte do centro-oeste do Brasil.

Figura 32 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos secos de inverno.



Fonte: Autora.

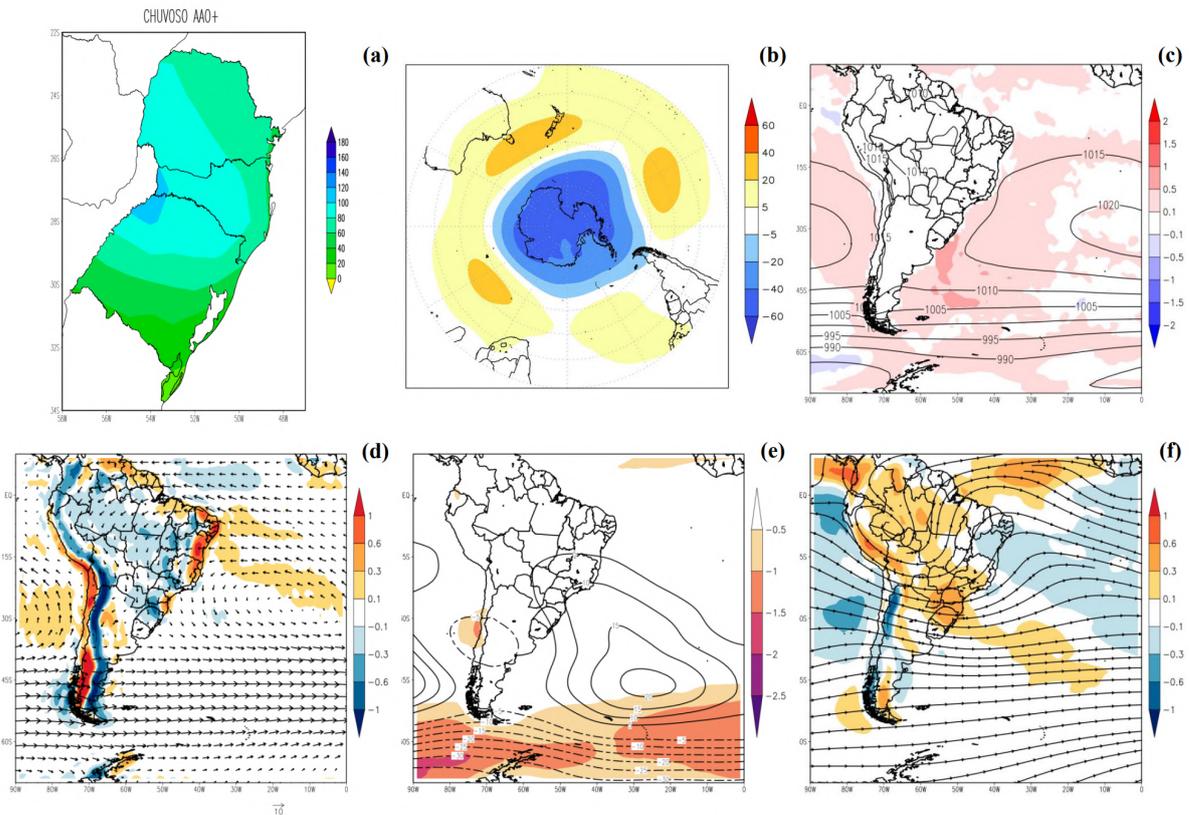
#### 4.4 Composições dos campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos

Nesta seção, são apresentadas as composições dos campos atmosféricos referentes aos eventos extremos chuvosos.

A Figura 33 apresenta os campos atmosféricos da combinação AAO+. As anomalias de precipitação (Figura 33(a)) variam de 0 mm/mês, no extremo sul do RS, a 120 mm/mês, no extremo noroeste do RS e oeste de SC. Em praticamente todo o centro-norte do RS, SC e PR, as anomalias ficam entre 60 e 100 mm/mês, com o gradiente destas anomalias apontando para oeste. O padrão em 700 hPa (Figura 33(b)) reflete a configuração AAO+ de uma forma melhor definida quando comparada aos eventos extremos secos, onde praticamente todas as combinações AAO+ tinham regiões de anomalias negativas de altura geopotencial em latitudes médias (Figura 11(b), por exemplo). Entretanto, na Figura 33(b), a RSB se encontra em uma área de neutralidade, sem influência direta das anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa em latitudes médias, característica da fase AAO+. As anomalias de TSM (Figura 33(c)) são positivas com valores de 0,1 a 0,5°C em grande parte do domínio da figura, sendo que no OASO os valores chegam a 1°C na região da costa do RS, do Uruguai e ao sul destas áreas. Ainda na Figura 33(c), a isóbara de 1020 hPa aparece afastada da AS, se limitando a leste de 20°O. O padrão atmosférico em 850 hPa (Figura 33(d)) exhibe ventos de norte e uma área de convergência entre parte do norte do RS, metade oeste de SC e sudoeste do PR, regiões onde as anomalias de precipitação (Figura 33(a)) são mais intensas. No leste de SC e PR, é observado divergência. Em 500 hPa (Figura 33(e)), uma ampla área de anomalias positivas de altura geopotencial (com centro no sul do oceano Atlântico Sul) pode ser vista sobre grande parte das regiões Sudeste, Centro-Oeste e também na RSB, num padrão barotrópico em relação à Figura 33(b). Nota-se também uma área de vortacidade ciclônica cercada por anomalias negativas de altura geopotencial na parte central do Chile e oceano Pacífico adjacente, característica que não foi observada em nenhuma combinação nos eventos extremos secos. A Figura 33(f) exhibe o padrão atmosférico em 200 hPa, onde é possível observar uma vasta área de divergência sobre o território brasileiro, que vai desde a região Norte, parte do Centro-Oeste e Sudeste e toda a RSB, onde os valores aparecem intensificados em relação as demais regiões. A circulação do vento em altos níveis (Figura

33(f)) apresenta características da Monção da AS, com uma circulação que lembra a Alta da Bolívia (AB) e o cavado do Nordeste brasileiro podendo ser identificada.

Figura 33 – Campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos para a combinação AAO+: (a) Anomalia de precipitação (mm/mês); (b) Anomalia de altura geopotencial (m) no nível de 700 hPa; (c) PNM (hPa, linhas de contorno) e anomalia de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ , sombreado); (d) Vento (m/s, vetores) e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 850 hPa; (e) Anomalia de altura geopotencial (m, linhas de contorno) e vorticidade ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 500 hPa; (f) Linhas de corrente e divergência ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , sombreado) no nível de 200 hPa.

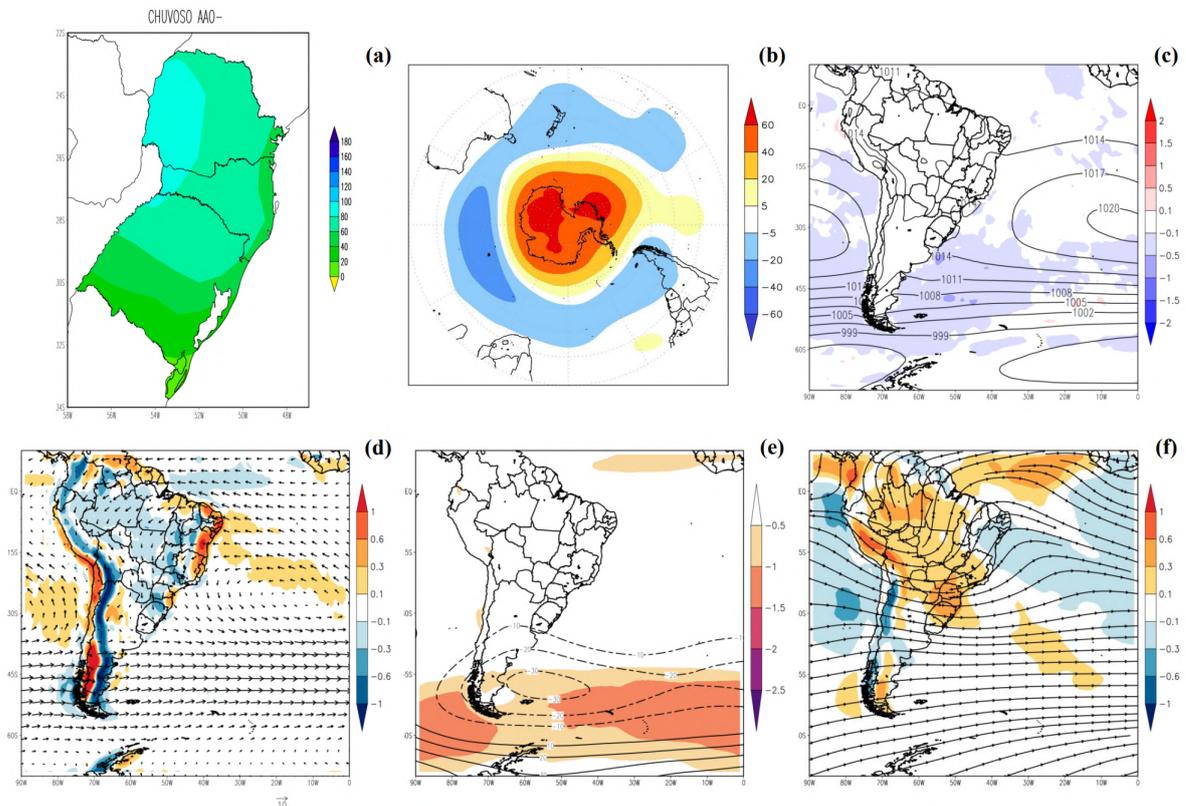


Fonte: Autora.

Os campos atmosféricos da combinação AAO- são mostrados na Figura 34. As anomalias de precipitação (Figura 34(a)) variam entre 0 mm/mês, no extremo sul do RS (assim como na Figura 33(a)) e 100 mm/mês, no Extremo Oeste de SC e oeste do PR. Em 700 hPa (Figura 34(b)), observa-se um padrão AAO-, com um centro de anomalias de altura geopotencial positivas bem intensas sobre a Antártica. Na RSB, a altura geopotencial em 700 hPa está dentro dos limiares de neutralidade. As anomalias de TSM são predominantemente negativas em todo o domínio da Figura 34(c), com valores de  $-0,5^{\circ}\text{C}$  ou neutras na região do OASO, já o centro de PNM de 1020 hPa aparece

ligeiramente mais afastado da AS e abrange uma área menor quando comparado a figura anterior (Figura 33(c)). Os padrões em baixos (Figura 34(d)) e altos níveis (Figura 34(f)) são semelhantes aos da Figura 33, porém os valores de convergência em 850 hPa na RSB e a circulação anti-ciclônica em 200 hPa sobre o norte do Brasil aparecem enfraquecidos. Em médios níveis (Figura 34(e)), são observadas anomalias negativas de altura geopotencial ao sul do Uruguai, numa área que compreende o centro-sul da Argentina e do Chile, assim como as anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 34(b)). Ademais, a vorticidade ciclônica na região central do Chile é consideravelmente menor em relação a Figura 33(e), tanto em área quanto em intensidade.

Figura 34 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO-.

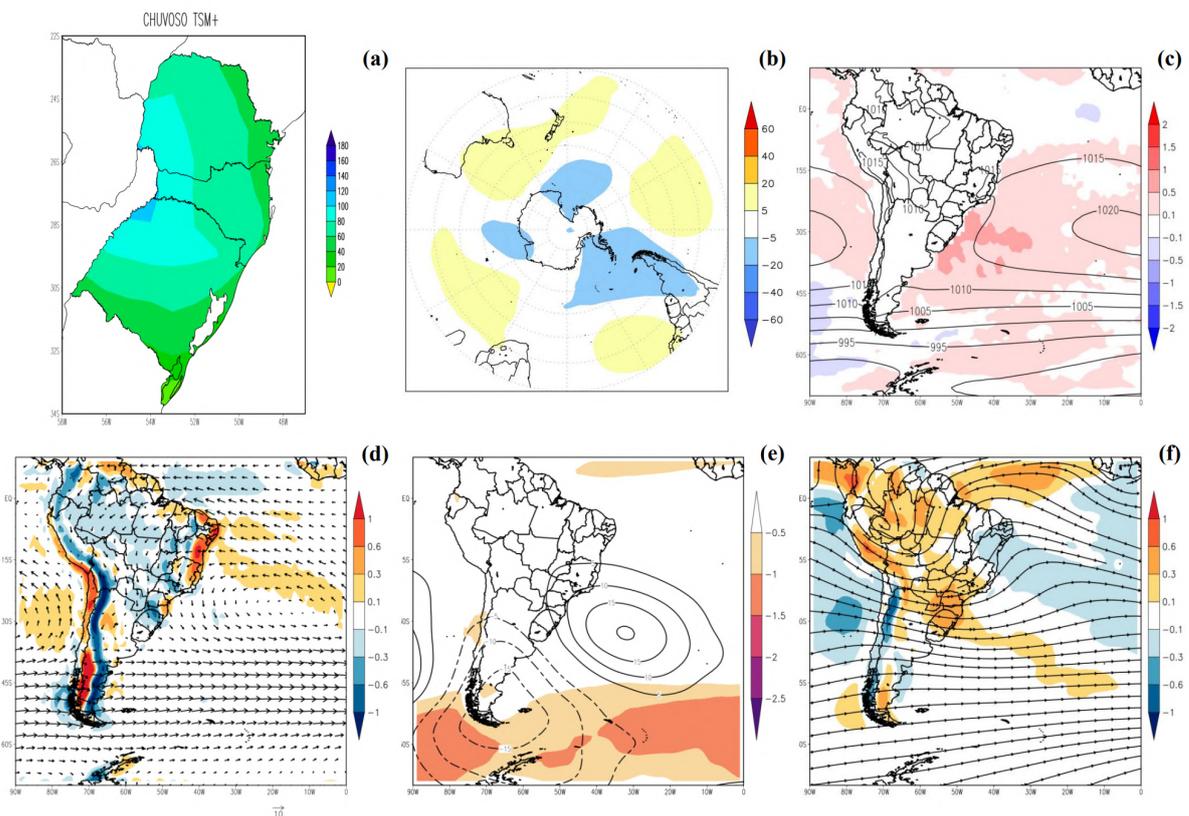


Fonte: Autora.

A Figura 35 mostra os campos atmosféricos referentes a combinação TSM+. As anomalias de precipitação (Figura 35(a)) se assemelham muito às anomalias da Figura 33(a), porém valores entre 100 e 120 mm/mês só são observados no extremo noroeste do RS. O campo em 700 hPa (Figura 35(b)) aparece totalmente desconfigurado em relação aos padrões AAO, com a RSB ficando em uma região de transição entre anomalias positivas (ao norte) e negativas (ao sul). As anomalias de TSM (Figura 35(c)) apresentam valores

positivos de até  $1^{\circ}\text{C}$  na costa da RSB e valores de até  $0,5^{\circ}\text{C}$  nas demais regiões da bacia do oceano Atlântico Sul, já a isóbara de 1020 hPa se localiza basicamente na mesma região da Figura 33(c), afastada do continente sul-Americano e limitada ao leste de  $20^{\circ}\text{O}$ . Os padrões em 850 hPa (Figura 35(d)) e 200 hPa (Figura 35(f)) são muito semelhantes aos da combinação AAO+ (Figuras 33(d) e (f)). Entretanto, no nível de 500 hPa, surge uma área de anomalias negativas de altura geopotencial centrada no sul da AS, seguindo as anomalias em 700 hPa (Figura 35(b)). Os valores de vorticidade ciclônica na região central do Chile são menores em relação à Figura 33(e) e o centro de anomalias positivas de altura geopotencial no oceano Atlântico Sul parece mais intenso do que na Figura 35(b), atingindo parte das regiões Sudeste, Centro-Oeste e RSB.

Figura 35 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+.

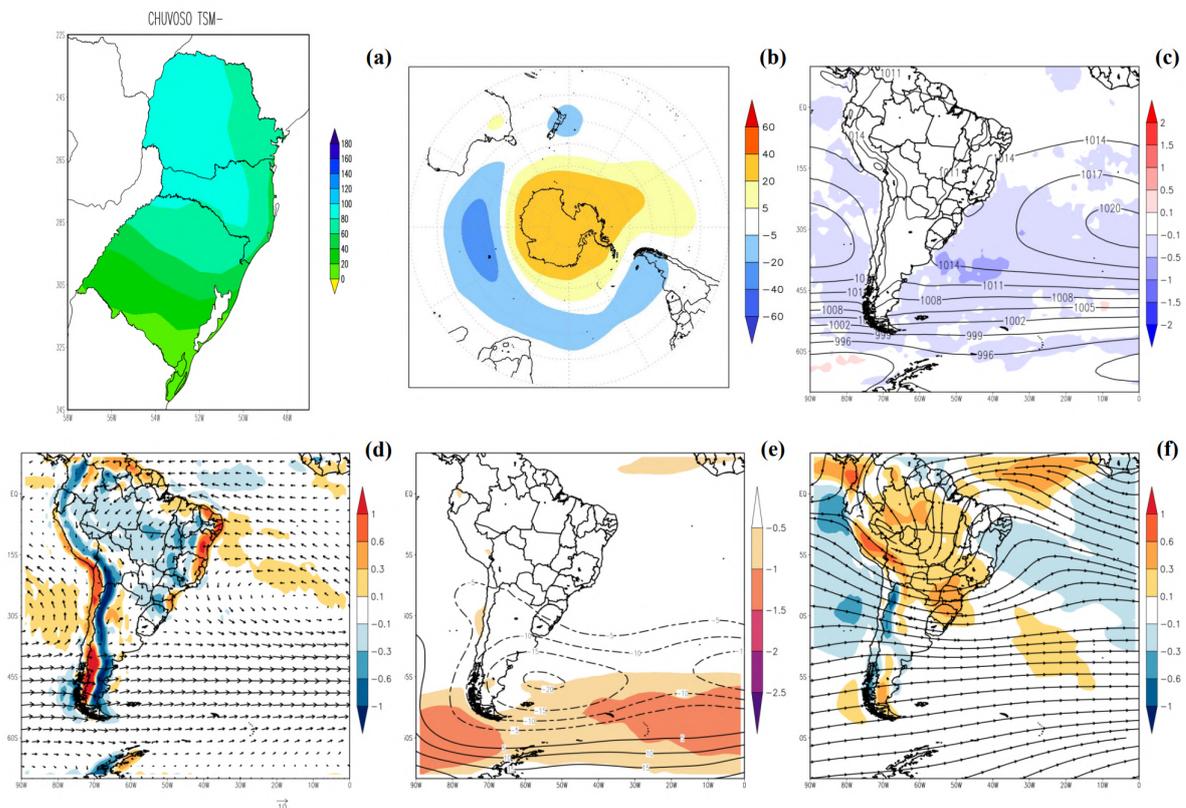


Fonte: Autora.

Na combinação TSM- (Figura 36), as anomalias de precipitação (Figura 36(a)) se assemelham as anomalias da Figura 33(a), exceto pelos valores que excedem 100 mm/mês nesta última e pela área entre 80 e 100 mm/mês no PR, que é maior na primeira. O campo em 700 hPa (Figura 36(b)) lembra em partes o padrão AAO-, embora esta combinação não esteja separada por esta oscilação. No oceano Pacífico, aparecem áreas neutras ou com

anomalias positivas em latitudes médias e a RSB está sob uma região de neutralidade. As anomalias de TSM (Figura 36(c)) são negativas entre  $-0,1$  e  $-0,5^{\circ}\text{C}$  em praticamente todo o domínio da figura, chegando a até  $-1^{\circ}\text{C}$  ao sul do OASO e o campo de PNM é muito similar ao da Figura 34(c). Os campos em baixos (Figura 36(d)) e altos níveis (Figura 36(f)) seguem muito semelhantes aos campos das demais combinações apresentadas até o momento. Em médios níveis (Figura 36(e)), o padrão é similar ao da combinação AAO- (Figura 34(e)), mas com valores de anomalia de altura geopotencial negativa mais intensos e numa posição mais ao norte, abrangendo a região de vorticidade ciclônica no centro do Chile.

Figura 36 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-.

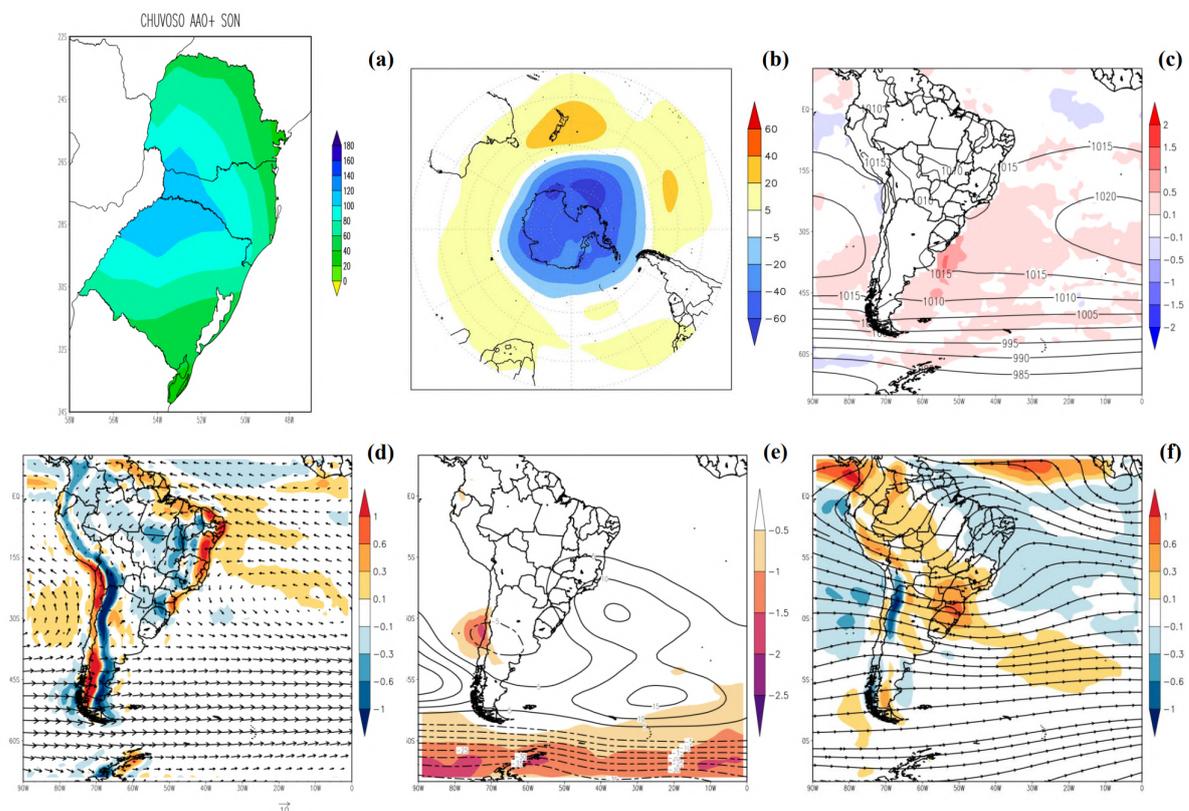


Fonte: Autora.

Entrando nas combinações sazonais dos eventos extremos chuvosos, a Figura 37 exhibe os campos atmosféricos para a combinação AAO+ na primavera. A área de anomalias de precipitação (Figura 37(a)) entre 100 e 120 mm/mês aumenta consideravelmente em relação as demais combinações apresentadas até o momento, ocorrendo numa área que abrange parte do norte do RS, oeste de SC e extremo sul do PR. O gradiente destas anomalias aponta para oeste. No campo de 700 hPa (Figura 37(b)), o padrão é de AAO+,

com as anomalias de altura geopotencial negativas em latitudes altas intensificadas quando comparadas às combinações anteriores. Sobre a RSB, a altura geopotencial está dentro da normalidade. As anomalias de TSM (Figura 37(c)) são positivas entre 0,1 e 0,5°C em praticamente todo o domínio da figura, com valores que pontualmente chegam a 1°C na costa do RS e a 1,5°C ao sul da costa do Uruguai. Em relação ao campo de PNM, também na Figura 37(c), a isóbara de 1020 hPa segue afastada da AS, mas apresenta uma área de abrangência norte-sul maior do que as combinações sem separação sazonal mostradas anteriormente. Em 850 hPa (Figura 37(d)), o padrão segue muito semelhante as demais combinações apresentadas. Em 500 hPa (Figura 37(e)), observa-se uma intensa vorticidade ciclônica na costa da parte central do Chile, circundada por uma área de anomalia negativa de altura geopotencial. No oceano Atlântico Sul, há uma grande área de anomalias positivas de altura geopotencial, maior em relação à Figura 37(b) e que adentra o Brasil abrangendo parte da RSB, região Sudeste e parte do Centro-Oeste e Nordeste. No campo de 200 hPa (Figura 37(f)), a área de divergência diminui em relação as combinações anteriores sobre o Brasil, mas a intensidade da mesma sobre SC e nordeste do RS aumenta.

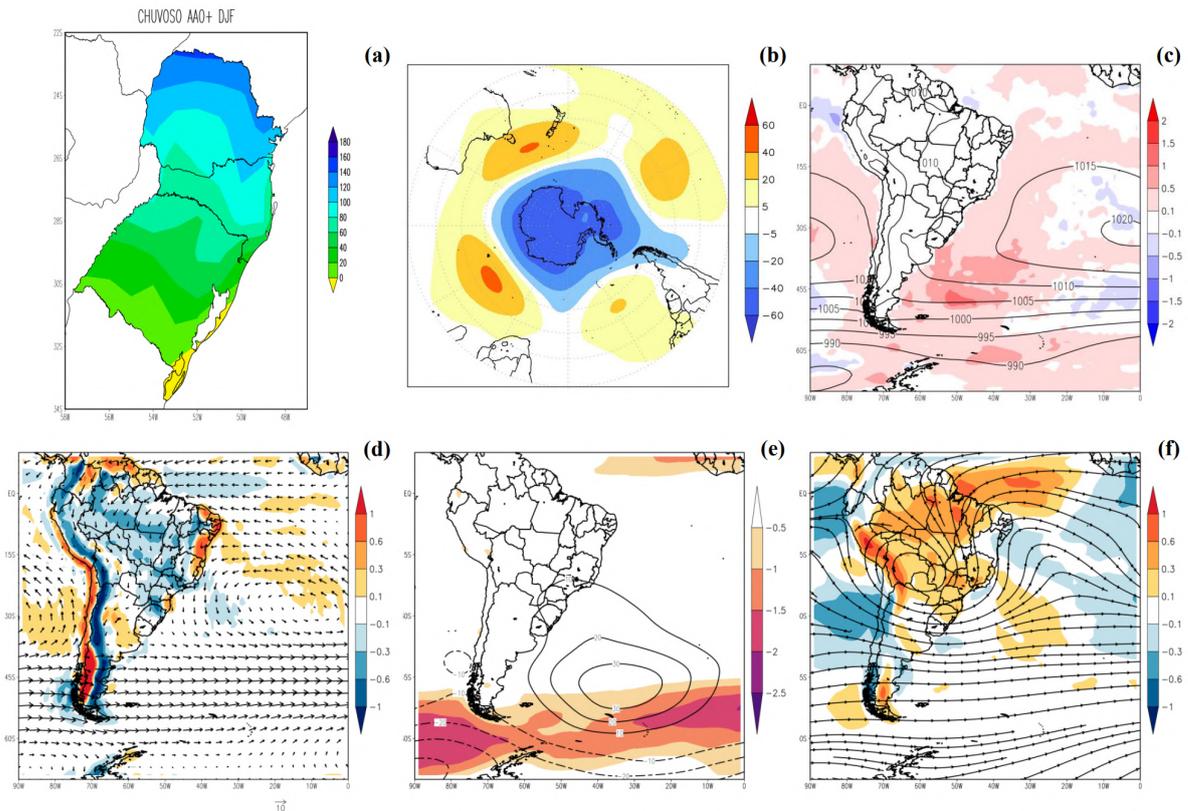
Figura 37 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO+ na primavera.



Fonte: Autora.

A combinação AAO+ no verão (Figura 38) exibe um padrão de anomalias de precipitação (Figura 38(a)) bem diferente das demais combinações apresentadas até o momento. As anomalias variam de valores abaixo de 0 mm/mês no extremo sul do RS a até 160 mm/mês numa pequena área no extremo norte do PR. O gradiente das anomalias de chuva, neste caso, aponta para norte. O padrão em 700 hPa (Figura 38(b)) reflete a AAO+, com quatro centros de anomalias positivas de altura geopotencial em latitudes médias, uma deles atingindo a parte central e norte da RSB. Em termos de anomalias de TSM (Figura 38(c)), são observados valores positivos em grande parte do oceano Atlântico Sul, com uma vasta área de anomalias entre 0,5 e 1,5°C ao sul do OASO, já em relação à PNM, o centro de 1020 hPa apresenta a menor área e o maior afastamento da AS de todas as combinações apresentadas nesta seção até o momento. O padrão de convergência e divergência em 850 hPa (Figura 38(d)) sobre a RSB é muito semelhante as demais combinações, mas entre o Sudeste, Centro-Oeste e Norte do Brasil, os valores de convergência aparecem intensificados em algumas áreas. Em médios níveis atmosféricos (Figura 38(e)), os valores de vorticidade ciclônica observados nas figuras anteriores próximos a região central do Chile são praticamente inexistentes. Anomalias positivas de altura geopotencial, centradas no sul do oceano Atlântico Sul, atingem a RSB quase que em sua totalidade, num padrão muito alinhado ao campo de 700 hPa (Figura 38(b)). No nível de 200 hPa (Figura 38(f)), nota-se claramente através das linhas de corrente a presença da AB e também do cavado do Nordeste brasileiro, sistemas típicos da circulação de verão em altos níveis na AS. O padrão de convergência e divergência neste nível também é semelhante as demais combinações já mostradas para os eventos chuvosos, porém sobre a RSB, os valores de divergência aparecem enfraquecidos.

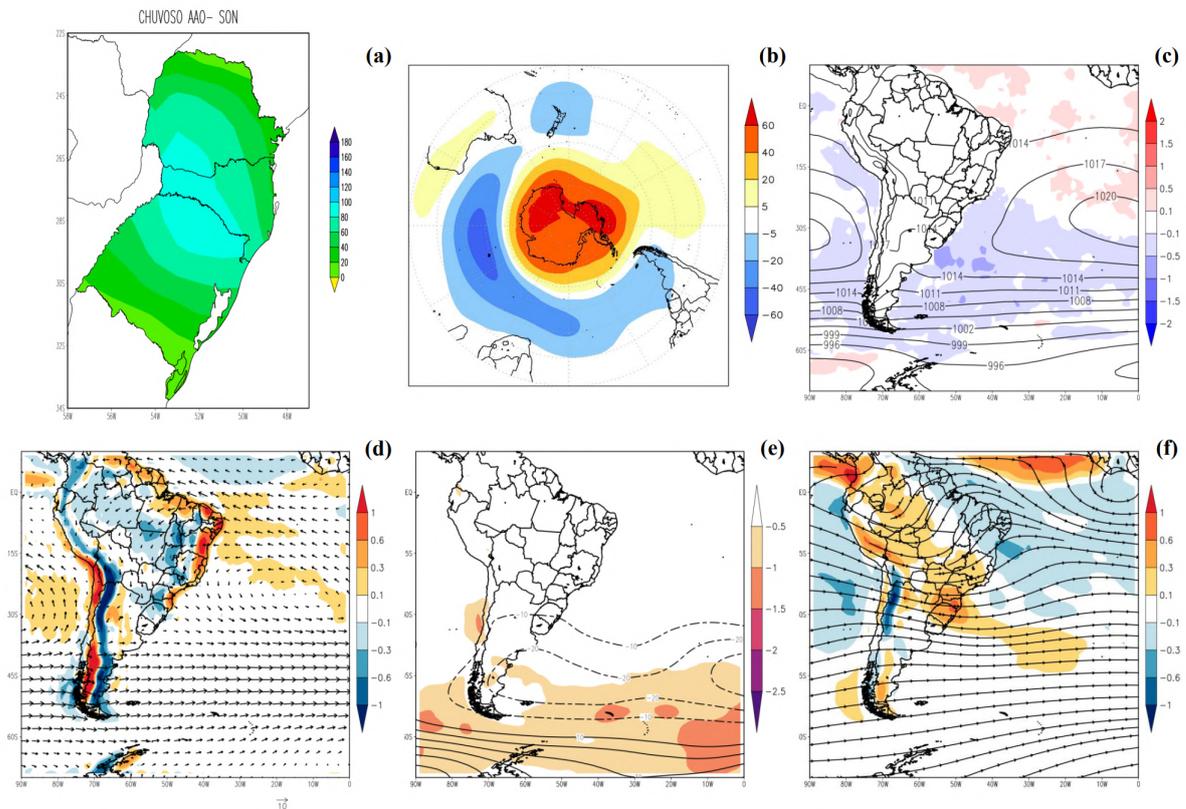
Figura 38 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO+ no verão.



Fonte: Autora.

A Figura 39 apresenta as composições dos campos atmosféricos para a combinação AAO- na primavera. O padrão de anomalias de precipitação (Figura 39(a)) é singular, com os valores indo de 0 mm/mês no extremo sul do RS e extremo norte do PR a até 100 mm/mês na região central da RSB, ou seja, neste caso o gradiente aponta para o centro da região. No nível de 700 hPa (Figura 39(b)), o padrão é AAO-, mas com anomalias positivas em latitudes médias em parte do oceano Pacífico e Oceania e a RSB sob valores neutros. Na Figura 39(c), as anomalias de TSM apresentam valores negativos entre -0,1 e -0,5°C em grande parte do oceano Atlântico Sul, com valores que chegam a -1°C em áreas a sul do OASO e o campo de PNM é muito similar ao da combinação AAO- (Figura 34(c)). Os campos em baixos (Figura 39(d)), médios (Figura 39(e)) e altos níveis (Figura 39(f)) também se assemelham aos padrões observados na Figura 34, porém com valores mais intensos tanto de vorticidade ciclônica em 500 hPa na região central do Chile e oceano Pacífico adjacente (Figura 39(e)), quanto de divergência em altos níveis na RSB (Figura 39(f)).

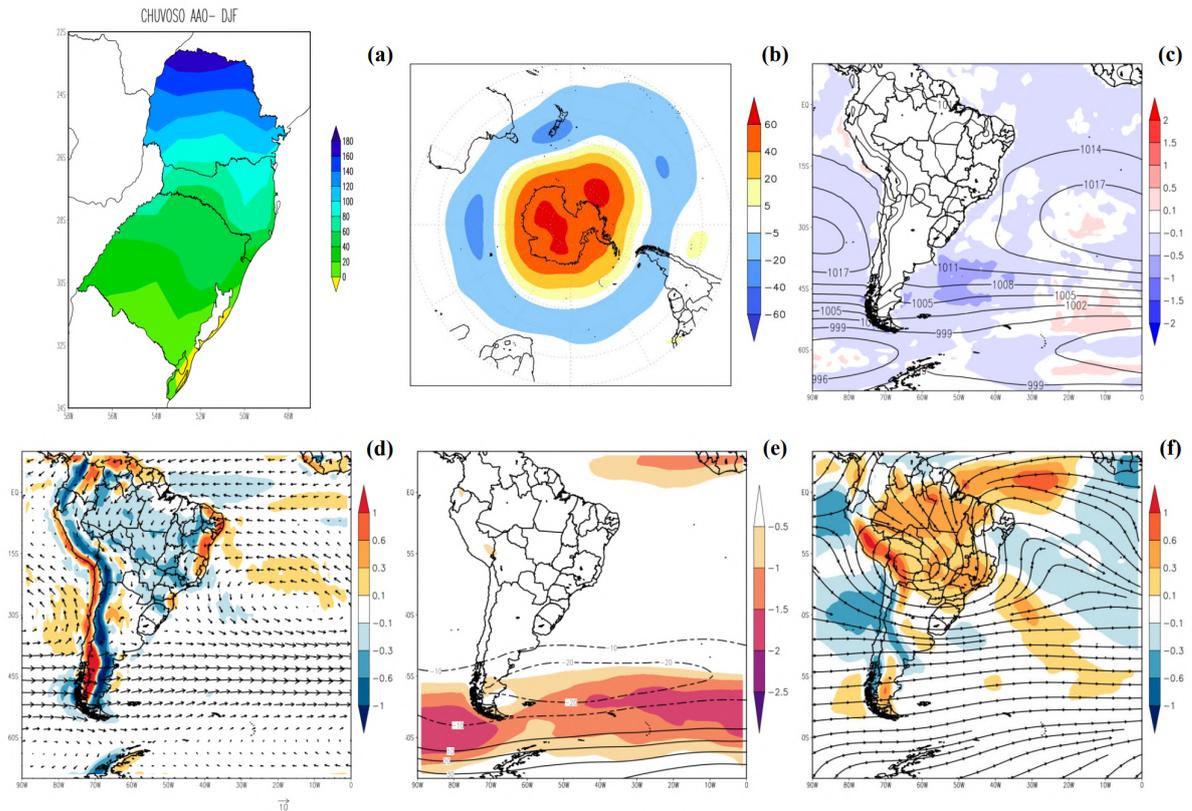
Figura 39 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO- na primavera.



Fonte: Autora.

Os campos atmosféricos referentes a combinação AAO- no verão são exibidos na Figura 40. As anomalias de precipitação (Figura 40(a)), assim como na Figura 38(a), tem seu gradiente apontando para norte. Entretanto, no caso da Figura 40(a), os valores das anomalias são mais intensos, chegando a até 180 mm/mês no extremo norte do PR. Em 700 hPa (Figura 40(b)), o padrão é AAO-, porém as anomalias negativas de altura geopotencial não avançam muito em latitudes médias, principalmente nas áreas continentais. Sobre a RSB, os valores ficam dentro da normalidade. As anomalias de TSM (Figura 40(c)) são na maior parte negativas no oceano Atlântico Sul, variando entre -0,1 e -0,5°C, com valores chegando a -1°C na região ao sul do OASO. Ainda na Figura 40(c), a isóbara de 1017 hPa é a que apresenta o valor mais alto no oceano Atlântico Sul, sendo que ela não atinge a AS. Em baixos (Figura 40(d)) e altos níveis (Figura 40(f)), os campos são muito similares aos das Figuras 38(e) e (f), respectivamente. Já em médios níveis (Figura 40(e)), embora o padrão de vorticidade ciclônica seja semelhante ao da combinação AAO+ no verão (Figura 38(e)), os valores das anomalias de altura geopotencial são equivalentes ao campo de 700 hPa (Figura 40(b)).

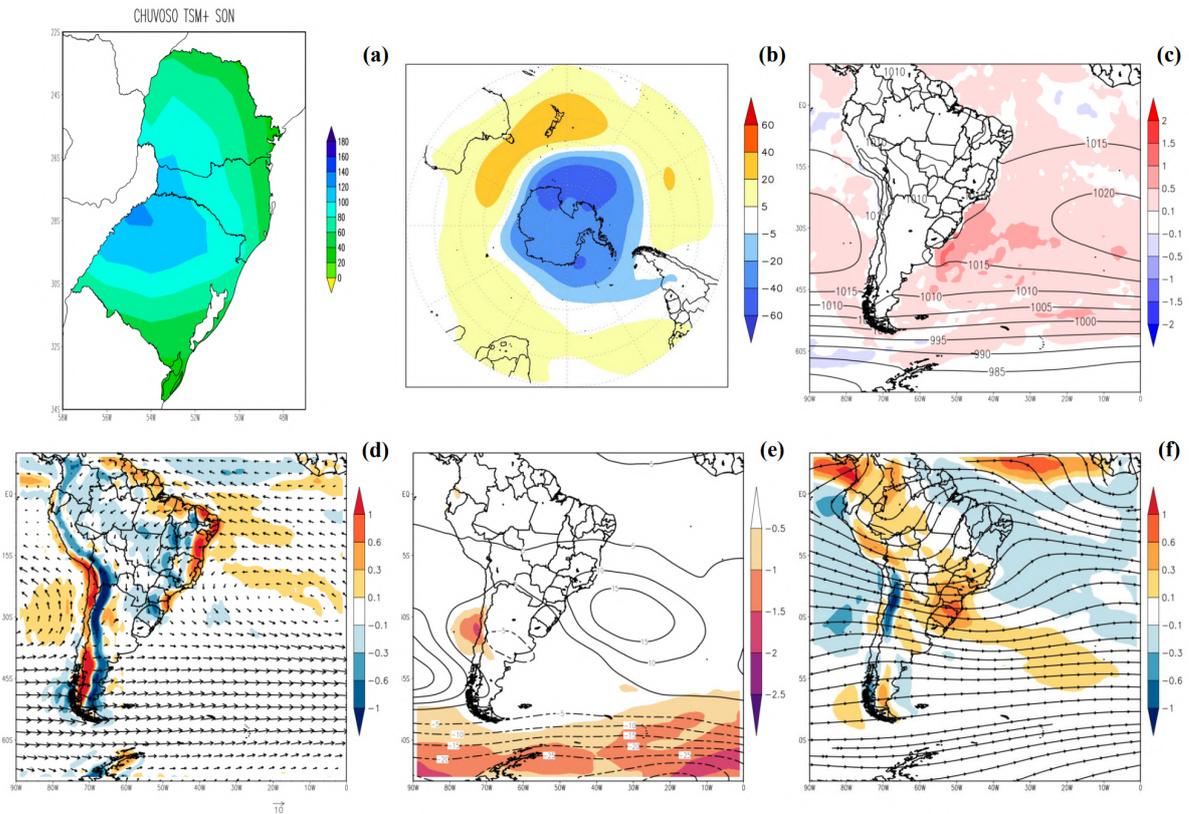
Figura 40 – Idem Figura 33, mas para a combinação AAO- no verão.



Fonte: Autora.

A Figura 41 exibe os campos atmosféricos referentes a combinação TSM+ na primavera. As anomalias de precipitação (Figura 41(a)) variam de 20 mm/mês (no extremo sul do RS) a 140 mm/mês (na Fronteira Noroeste do RS e áreas próximas), com o gradiente das anomalias apontando para noroeste. No campo de 700 hPa (Figura 41(b)), o padrão de anomalias de altura geopotencial é de AAO+, embora esta combinação não esteja separada por fase AAO. A RSB está em uma região de transição entre anomalias positivas (ao norte) e negativas (ao sul), assim como na Figura 35(b). As anomalias de TSM (Figura 41(c)) são positivas em toda a bacia do oceano Atlântico Sul, com uma ampla região com valores entre 0,5 e 1°C (pontualmente chegando a até 1,5°C) na área do OASO e vizinhanças, já o campo de PNM é muito semelhante ao da Figura 37(c). Em baixos (Figura 41(d)), médios (Figura 41(e)) e altos níveis (Figura 41(f)), os padrões de convergência, divergência, vorticidade ciclônica e anomalias de altura geopotencial em 500 hPa também são muito similares aos padrões da combinação AAO+ na primavera (Figura 37).

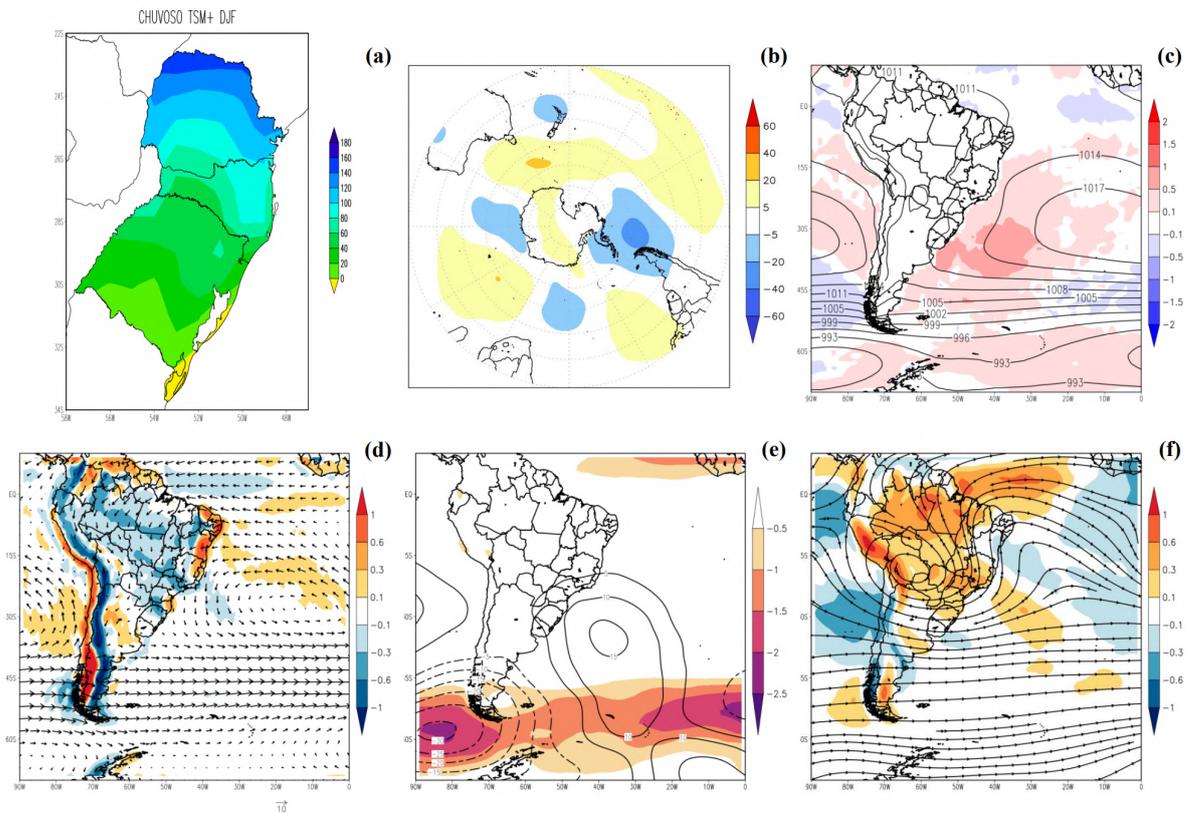
Figura 41 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+ na primavera.



Fonte: Autora.

Os campos atmosféricos da combinação TSM+ no verão são mostrados na Figura 42. Em termos de anomalias de precipitação (Figura 42(a)), o padrão de distribuição é muito semelhante ao da combinação AAO- no verão (Figura 40(a)), porém os valores não passam de 160 mm/mês no extremo norte do PR. Em 700 hPa (Figura 42(b)), o campo de altura geopotencial aparece totalmente desconfigurado em relação aos padrões AAO, com a RSB novamente ficando em uma região de transição entre anomalias positivas, ao norte e negativas, ao sul, assim como na Figura 35(b). Em termos de anomalias de TSM (Figura 42(c)), elas são positivas em boa parte do oceano Atlântico Sul, com valores de até 1°C em parte da área que compreende o OASO e suas adjacências. Já em relação a PNM, o padrão é muito parecido ao da Figura 40(c), sendo 1017 hPa o valor da isóbara mais intensa no oceano Atlântico Sul. Nos níveis de 850 (Figura 42(d)) e 200 hPa (Figura 42(f)), os campos possuem as mesmas características da combinação AAO+ no verão (Figura 38), já em médios níveis (Figura 42(e)), as anomalias de altura geopotencial são barotrópicas em relação à Figura 42(b).

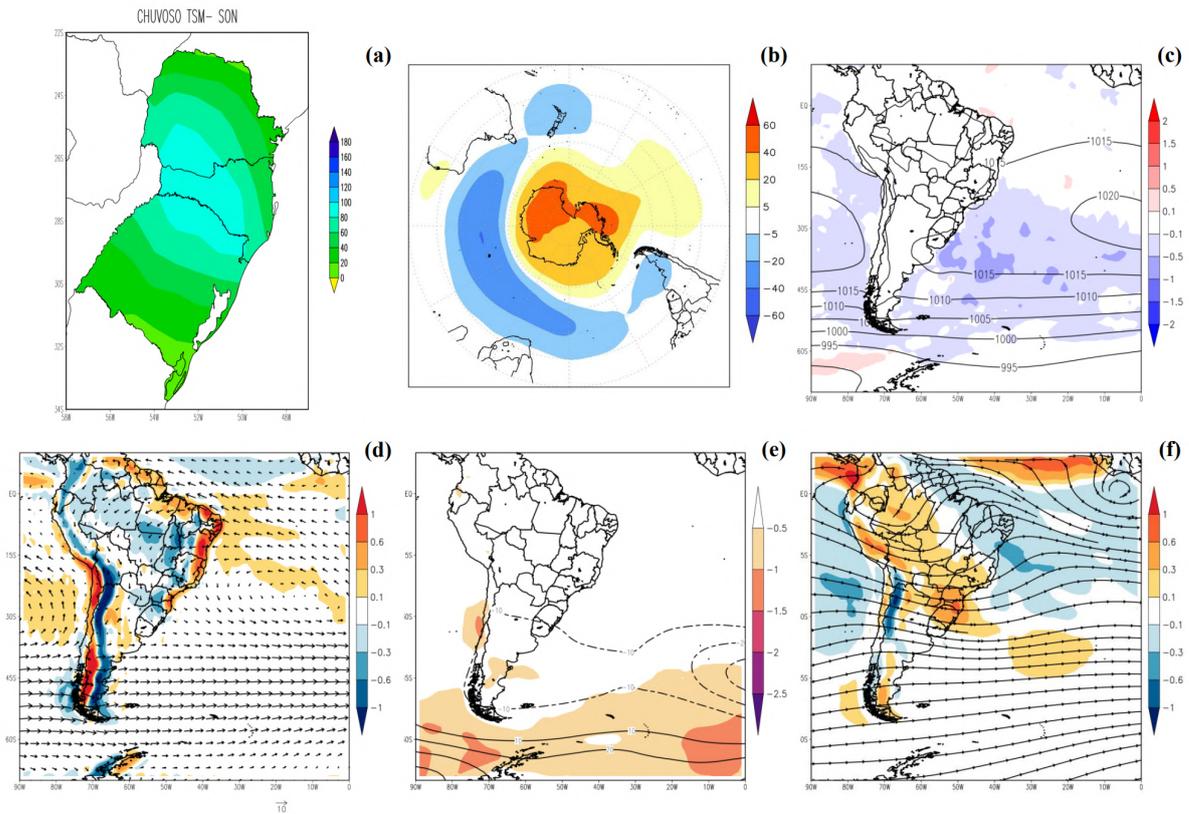
Figura 42 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+ no verão.



Fonte: Autora.

Na Figura 43, têm-se os campos atmosféricos da combinação TSM- na primavera. As anomalias de precipitação (Figura 43(a)) apresentam praticamente o mesmo padrão de distribuição e intensidade da combinação AAO- na primavera (Figura 39(a)). No campo de 700 hPa (Figura 43(b)), o padrão lembra a fase AAO-, porém com o cinturão de anomalias negativas de altura geopotencial aberto e valores anômalos positivos em latitudes médias em boa parte do oceano Pacífico. Sobre a RSB, os valores são neutros. As anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul (Figura 43(c)) são negativas entre -0,1 e -0,5°C, com valores chegando à -1°C próximo a costa do RS e oceano adentro, numa área englobada pelo OASO. Em relação ao campo de PNM, o padrão da Figura 43(c) é muito similar aos padrões das demais combinações primaveris (Figuras 37(c), 39(c) e 41(c)). Assim como o campo de anomalias de precipitação (Figura 43(a)), os padrões em baixos (Figura 43(d)), médios (Figura 43(e)) e altos níveis (Figura 43(f)) são muito semelhantes aos da combinação AAO- na primavera (Figura 39).

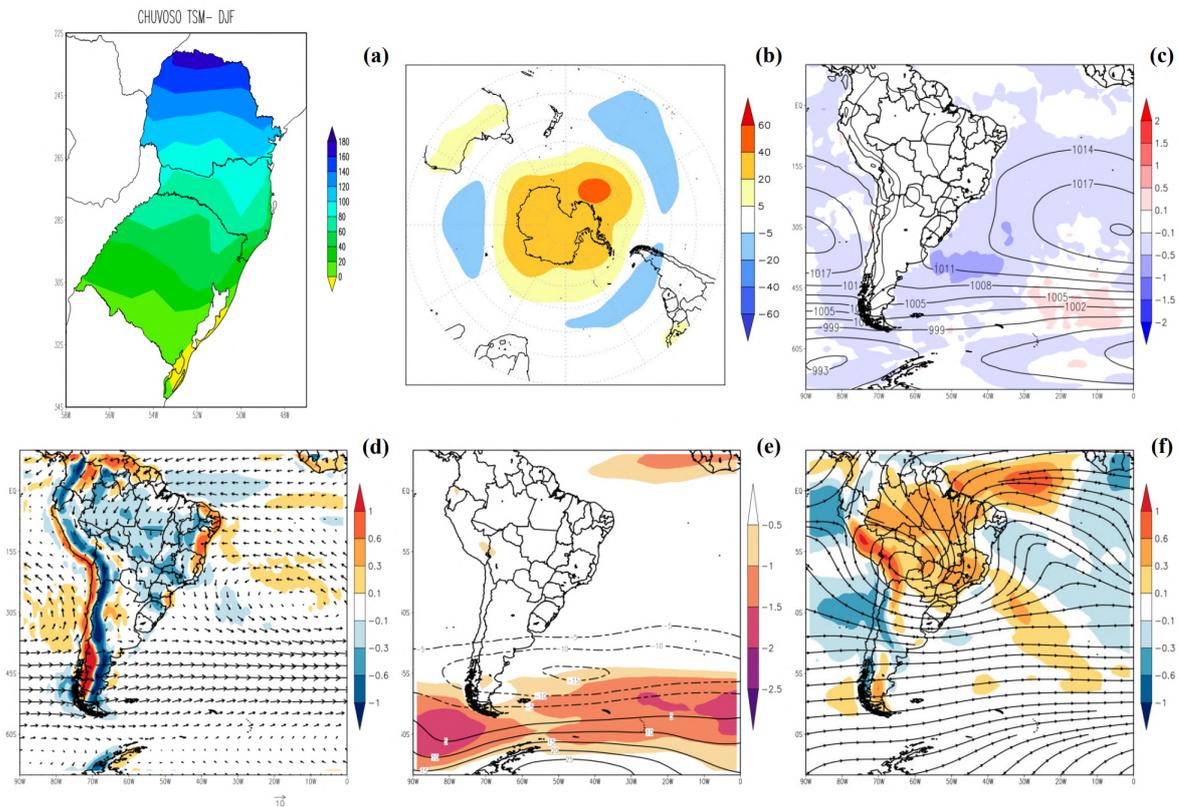
Figura 43 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM- na primavera.



Fonte: Autora.

Por fim, os campos atmosféricos da combinação TSM- no verão são apresentados na Figura 44. O padrão de anomalias de precipitação (Figura 44(a)) é análogo ao padrão da combinação AAO- no verão (Figura 40(a)). O campo em 700 hPa (Figura 44(b)) lembra a fase AAO- (embora essa combinação não leve em consideração este parâmetro), porém com anomalias negativas de altura geopotencial em latitudes médias enfraquecidas. A RSB se encontra novamente em uma área de neutralidade, com anomalias positivas ao norte e negativas ao sul. As anomalias de TSM (Figura 44(c)) são negativas em praticamente toda a bacia do oceano Atlântico Sul, com valores chegando a  $-1^{\circ}\text{C}$  ao sul do OASO e o centro de PNM de 1020 hPa apresenta uma área muito pequena quando comparado às demais combinações que possuem este valor de isóbara. Os campos em 850 (Figura 44(d)), 500 (Figura 44(e)) e 200 hPa (Figura 44(f)) também são muito similares aos campos da combinação AAO- no verão (Figura 40).

Figura 44 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM- no verão.

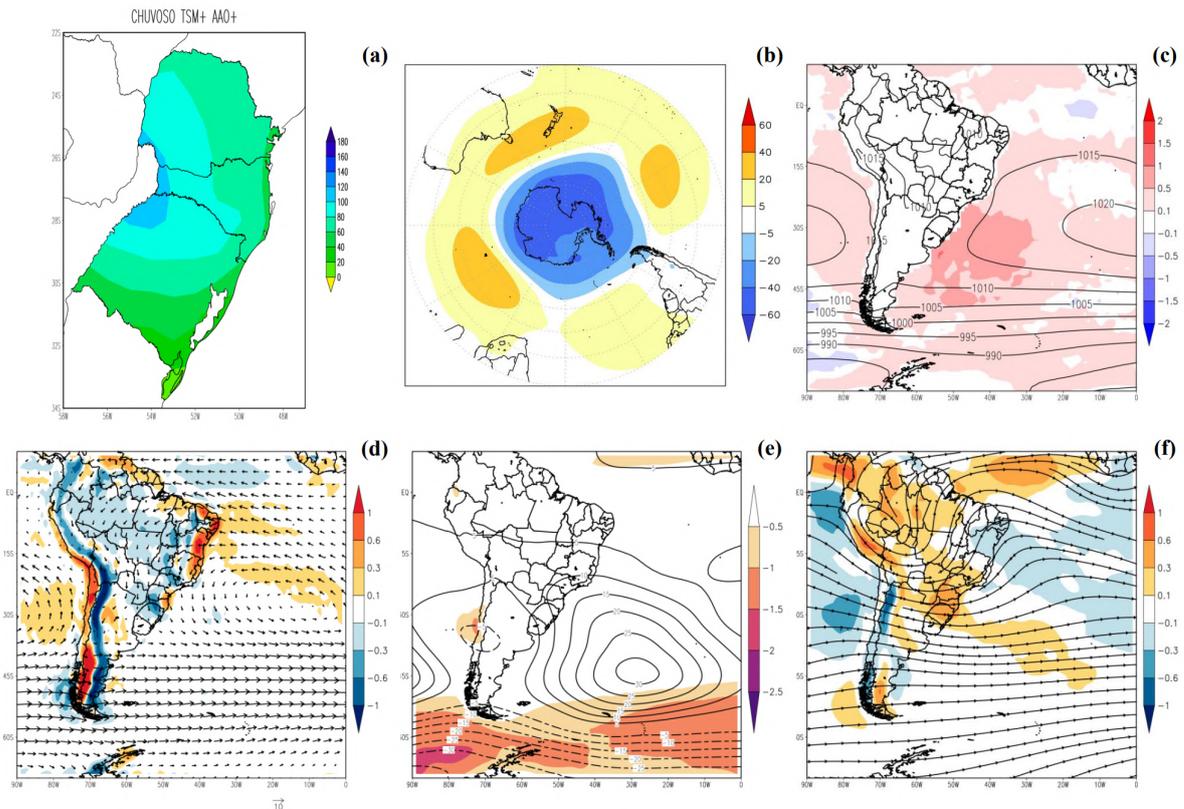


Fonte: Autora.

#### 4.4.1 Composições dos campos atmosféricos das combinações entre as fases da AAO e as anomalias de TSM no OASO nos eventos extremos chuvosos

Ao comparar as anomalias de precipitação da combinação TSM+AAO+ (Figura 45(a)) com as anomalias das combinações AAO+ (Figura 33(a)) e TSM+ (Figura 35(a)) separadamente, observa-se que na primeira figura a área com valores acima de 100 mm/mês se amplifica na região de divisa dos 3 estados da RSB com a Argentina. As anomalias de altura geopotencial em 700 hPa da Figura 45(b) são no geral muito semelhantes a combinação AAO+ (Figura 33(b)), porém sobre a RSB surgem valores anômalos positivos quando os parâmetros TSM+ e AAO+ são combinados. A área de anomalias de TSM acima de 0,5°C da combinação TSM+AAO+ (Figura 45(c)) aumenta consideravelmente na região do OASO quando comparada às combinações individuais das Figuras 33(c) e 35(c). Em relação aos demais campos atmosféricos da Figura 45, eles parecem representar uma fusão entre os respectivos campos das combinações AAO+ (Figura 33) e TSM+ (Figura 35).

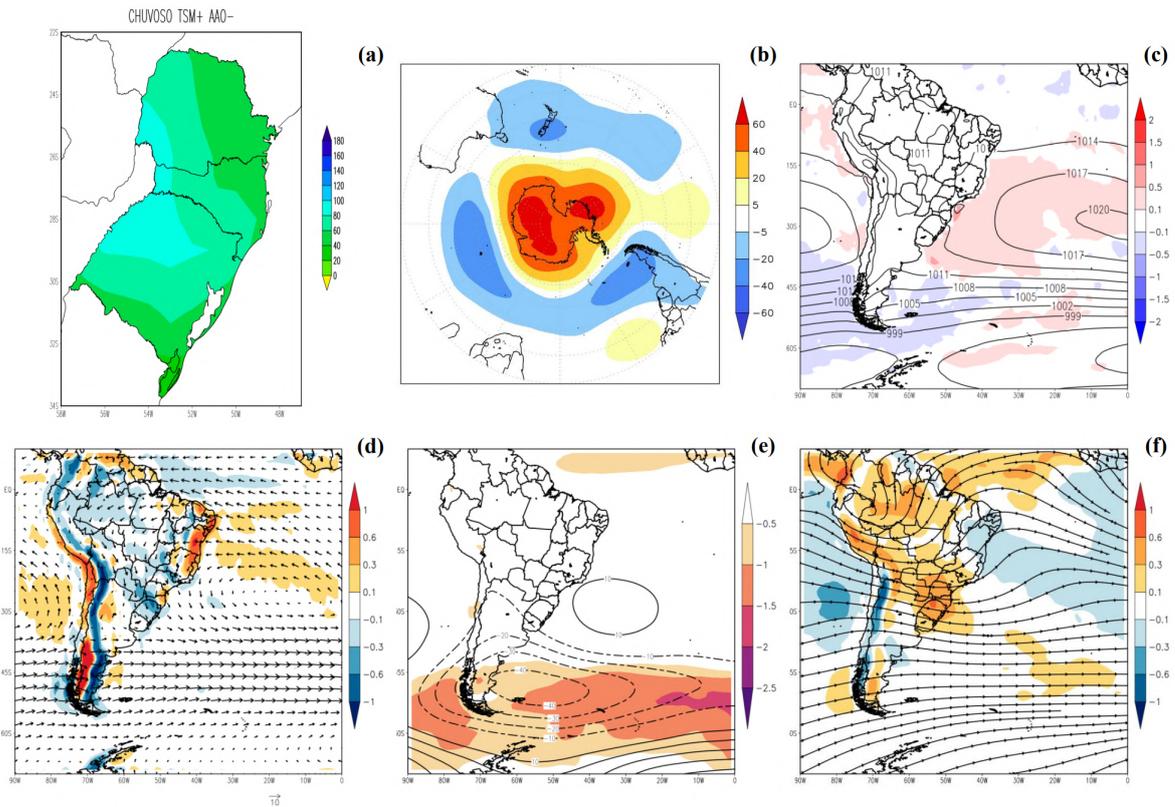
Figura 45 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+.



Fonte: Autora.

A distribuição das anomalias de precipitação da combinação TSM+AAO- (Figura 46(a)) reflete o padrão da combinação TSM+ (Figura 35(a)), já o campo de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 46(b)) é mais similar à combinação AAO- (Figura 34(b)). Os valores das anomalias de TSM na região do OASO da combinação TSM+AAO- (Figura 46(c)) representam uma mescla dos valores das combinações TSM+ (Figura 35(c)) e AAO- (Figura 34(b)) separadas, sendo que o mesmo ocorre com o campo de anomalias de altura geopotencial e vorticidade ciclônica em 500 hPa (Figura 46(e)). Em relação a Figura 46(f), os valores de divergência sobre o norte do RS, especificamente, são mais intensos quando comparados às combinações AAO- (Figura 34(f)) e TSM+ (Figura 35(f)).

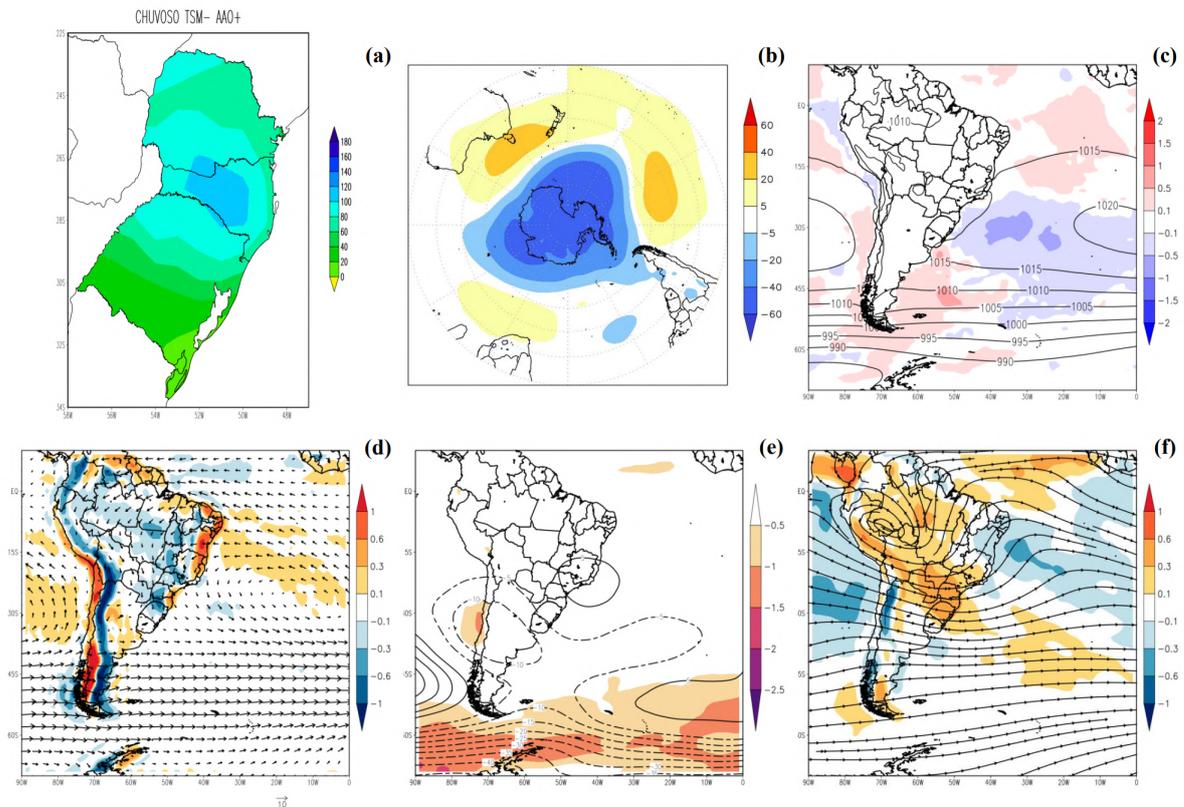
Figura 46 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO-.



Fonte: Autora.

O padrão dos valores máximos das anomalias de precipitação da combinação TSM-AAO+ (Figura 47(a)) não se assemelha com nenhum dos padrões da mesma variável das combinações AAO+ (Figura 33(a)) e TSM- (Figura 36(a)) separadas. O campo de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 47(b)), entretanto, reflete o padrão da combinação AAO+ (Figura 33(b)), porém sem anomalias positivas sobre o sudeste do Brasil e oceano Atlântico Sul. Em relação as anomalias de TSM, o padrão da combinação TSM-AAO+ (Figura 47(c)) difere das duas combinações individuais (Figuras 33(c) e 36(c)), com anomalias de até  $-1^{\circ}\text{C}$  sendo observadas no OASO.

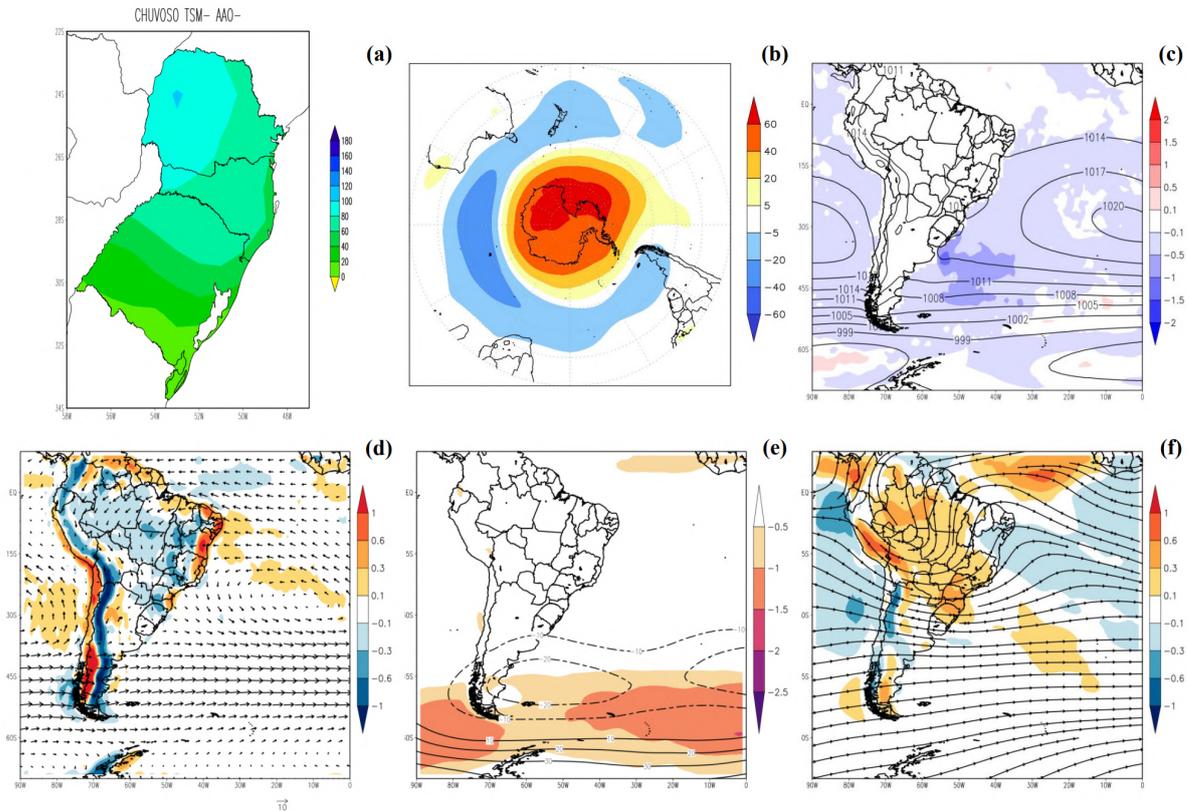
Figura 47 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO+.



Fonte: Autora.

Na combinação TSM-AAO-, as anomalias de precipitação (Figura 48(a)) no RS se assemelham ao padrão da combinação TSM- (Figura 36(a)), enquanto que em SC e no PR, se equiparam a combinação AAO- (Figura 34(a)). Assim como nas demais combinações entre TSM e AAO apresentadas nesta subseção, as anomalias de altura geopotencial em 700 hPa da combinação TSM-AAO- (Figura 48(b)) reflete o padrão da fase AAO correspondente, neste caso AAO- (Figura 34(b)). Em relação as anomalias de TSM, elas se intensificam ao sul do OASO na combinação entre as fases TSM- e AAO- (Figura 48(c)) quando comparadas as combinações individuais (Figuras 34(c) e 36(c)). Os demais campos atmosféricos ((d), (e) e (f)) são muito semelhantes nas três figuras (34, 36 e 48).

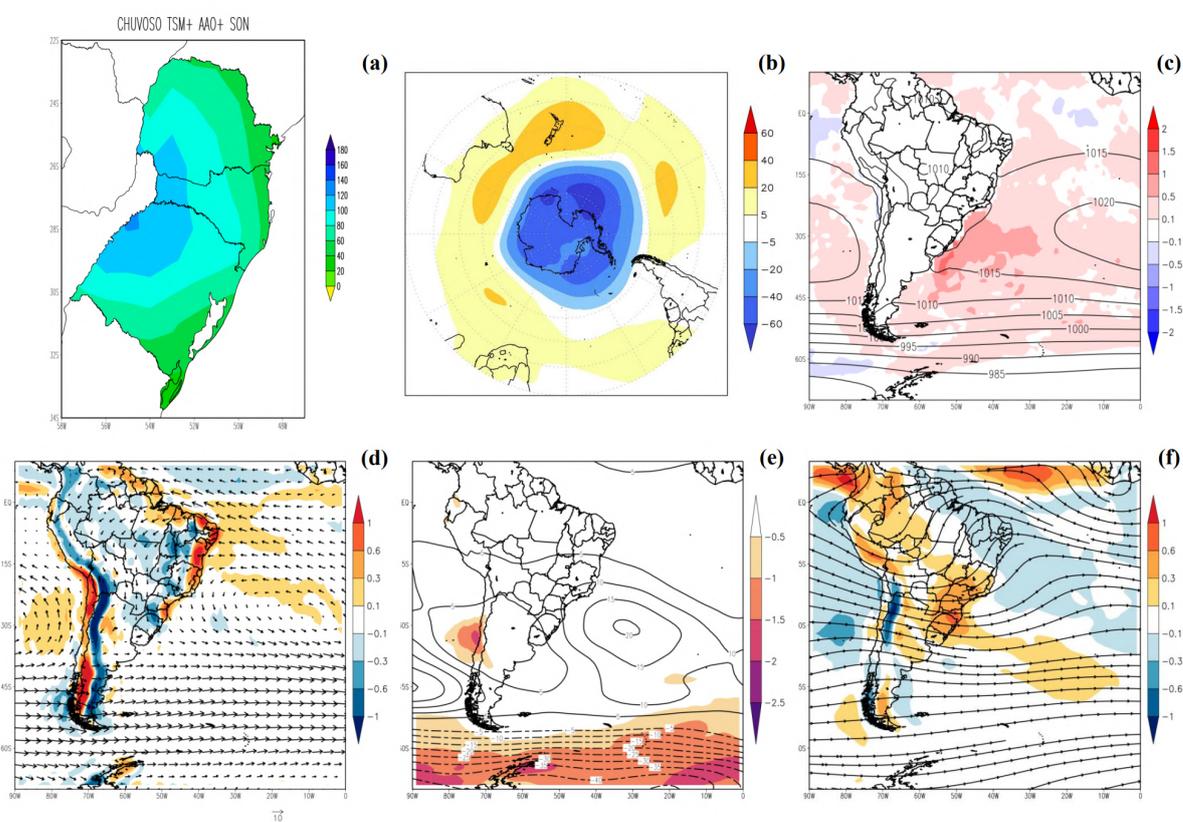
Figura 48 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO-.



Fonte: Autora.

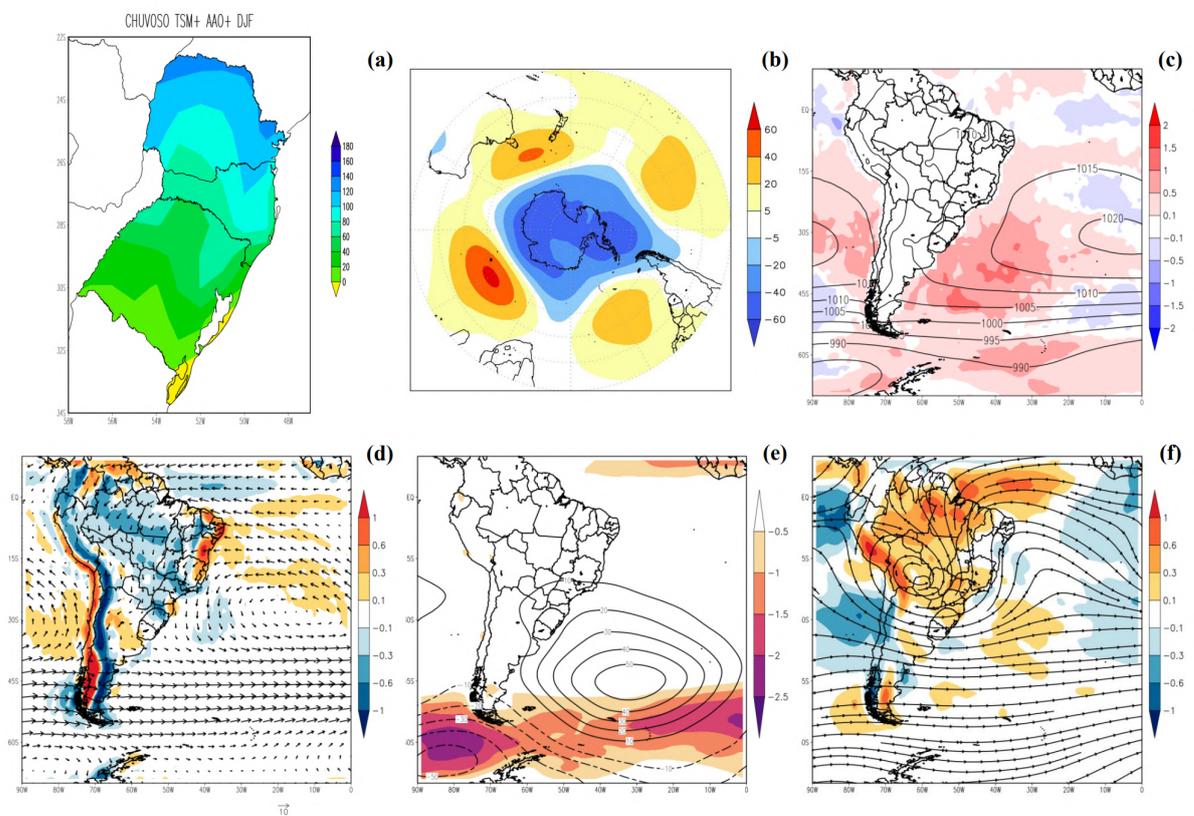
Entrando nas combinações sazonais entre as fases AAO e anomalias de TSM, a combinação TSM+AAO+ na primavera (Figura 49) e as combinações separadas AAO+ (Figura 37) e TSM+ (Figura 41) nesta mesma estação possuem praticamente o mesmo padrão em todos os campos atmosféricos. O mesmo acontece entre os campos (a), (d), (e) e (f) da combinação TSM+AAO+ no verão (Figura 50) e das combinações veranis AAO+ (Figura 38) e TSM+ (Figura 42) separadas. As exceções são os campos (b) e (c), onde na Figura 50(b) o campo de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa reflete o padrão da combinação AAO+ no verão (Figura 38(b)) e em termos de anomalias de TSM, a combinação TSM+AAO+ no verão (Figura 50(c)) exibe uma área maior de anomalias acima de  $0,5^{\circ}\text{C}$  do que as combinações separadas (Figura 38(c) e 42(c)).

Figura 49 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+ na primavera.



Fonte: Autora.

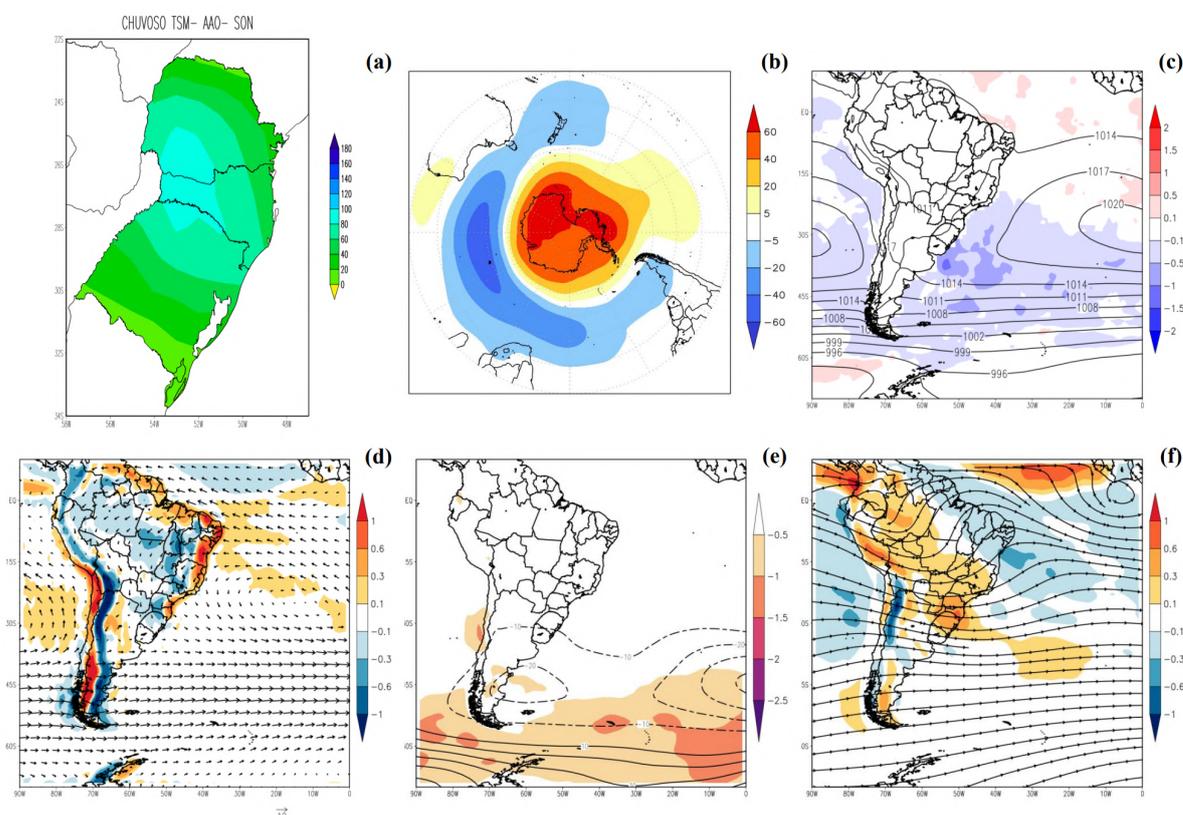
Figura 50 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM+AAO+ no verão.



Fonte: Autora.

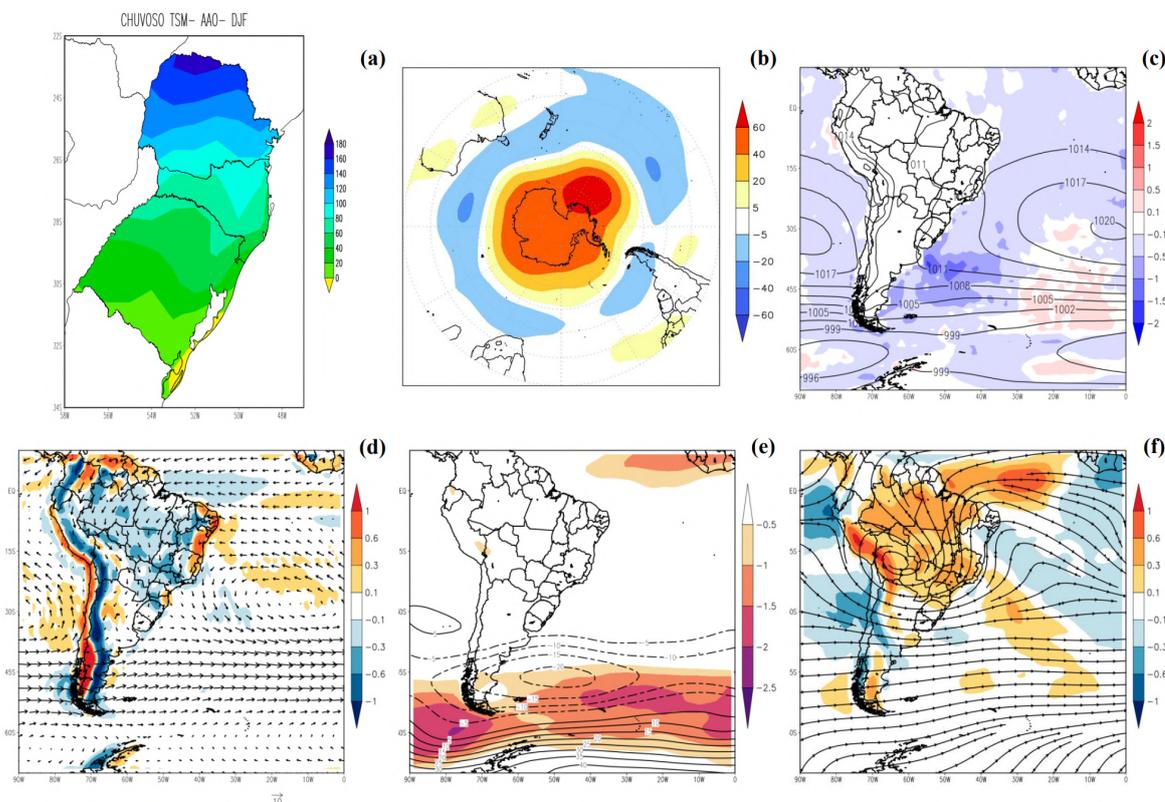
Ao comparar os campos da combinação TSM-AAO- na primavera (Figura 51) com os respectivos campos das combinações primaveris AAO- (Figura 39) e TSM- (Figura 43), nota-se que em todos os níveis atmosféricos, a distribuição e intensidade das variáveis são muito similares entre si. Na combinação TSM-AAO- no verão (Figura 52), o campo de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 52(b)) representa uma fusão dos campos das combinações AAO- (Figura 40(b)) e TSM- (Figura 44(b)) nesta mesma estação, já as anomalias de TSM aparecem intensificadas ao sul do OASO na Figura 52(c) quando comparada às Figuras 40(c) e 44(c). Os demais campos atmosféricos ((a), (d), (e) e (f)) das Figuras 40, 44 e 52 apresentam praticamente o mesmo padrão.

Figura 51 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO- na primavera.



Fonte: Autora.

Figura 52 – Idem Figura 33, mas para a combinação TSM-AAO- no verão.



Fonte: Autora.

#### 4.4.2 Análise dos campos de anomalias de precipitação dos eventos extremos chuvosos

As anomalias de precipitação de ambas as combinações AAO+ (Figura 33(a)) e AAO- (Figura 34(a)) apresentam um padrão de intensificação em direção a noroeste da RSB, entretanto, na Figura 33(a) as anomalias são de 10 a 40 mm/mês mais intensas entre a metade norte do RS e sudoeste do PR quando comparadas a Figura 34(a). Em relação as combinações TSM+ e TSM-, o padrão de intensificação da primeira (Figura 35(a)) é em direção ao oeste da RSB, enquanto que na segunda (Figura 36(a)) é em direção a noroeste. Ao comparar os valores das anomalias de precipitação destas duas combinações, nota-se que no RS elas são mais intensas na Figura 35(a), enquanto que para SC e PR, o padrão TSM- (Figura 36(a)) é o que apresenta os maiores valores. Dentre estas 4 combinações, a que apresenta o padrão de anomalias mais intensas no RS e SC é a AAO+ (Figura 33(a)) e no PR é a combinação TSM- (Figura 36(a)). O padrão menos chuvoso é verificado na combinação TSM- (Figura 36(a)) para o RS, enquanto que em SC e no PR, as menores anomalias ocorrem na combinação TSM+ (Figura 35(a)). De acordo com a literatura,

os eventos extremos chuvosos na RSB seriam favorecidos pelas fases AAO- (REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009) e TSM+ (DIAZ; STUDZINSKI; MECHOSO, 1998), o que não foi observado.

Com relação aos campos de anomalias de precipitação das combinações sem separação sazonal entre as fases da AAO e as anomalias de TSM apresentadas na subseção 4.4.1, os padrões de distribuição e intensidade diferem consideravelmente entre as 4 figuras (45(a), 46(a), 47(a) e 48(a)). Para o estado do RS, as anomalias mais intensas ocorrem na combinação TSM+AAO+ (Figura 45(a)), enquanto que os menores valores são verificados na combinação TSM-AAO- (Figura 48(a)). Já para SC e PR, o padrão mais chuvoso é o da combinação TSM-AAO+ (Figura 47(a)), padrão este que é o único onde o gradiente das anomalias de chuva aponta para o centro da RSB (e não para oeste, noroeste ou norte, como nas demais combinações), onde os valores ficam entre 100 e 120 mm/mês em toda a porção central de SC. A combinação TSM+AAO- (Figura 46(a)) é a que possui os valores menos intensos de anomalias de precipitação para os estados de SC e PR. Em relação ao esperado pela literatura (favorecimento dos eventos extremos chuvosos nas fases AAO- e TSM+), isso foi observado somente no RS e apenas em parte: das combinações entre AAO e TSM sem separação sazonal, a mais chuvosa foi a combinação TSM+AAO+ (Figura 45(a)), onde apenas a TSM+ estaria atuando no sentido de favorecer ainda mais o evento extremo chuvoso.

Entre as combinações separadas sazonalmente, são 6 referentes à primavera: AAO+ (Figura 37), AAO- (Figura 39), TSM+ (Figura 41), TSM- (Figura 43), TSM+AAO+ (Figura 49), e TSM-AAO- (Figura 51). Nota-se que os padrões de intensidade e distribuição das combinações AAO- (Figura 39(a)), TSM- (Figura 43(a)) e TSM-AAO- (Figura 51(a)) são muito similares, com o gradiente das anomalias apontando para o centro-oeste da RSB, onde os valores mais intensos oscilam entre 80 e 100 mm/mês. As combinações AAO+ (Figura 37(a)), TSM+ (Figura 41(a)) e TSM+AAO+ (Figura 49(a)) também apresentam padrões de distribuição de anomalias muito semelhantes entre si, com os valores se intensificando em direção ao oeste da RSB. Entretanto, as Figuras 41(a) e 49(a) apresentam uma pequena área com valores de 10 a 20 mm/mês mais intensos em relação a Figura 37(a). Para os 3 estados da RSB, dentre as combinações de primavera, a mais chuvosa é a TSM+AAO+ (Figura 49(a)), enquanto a combinação TSM-AAO- (Figura 51(a)) possui os valores menos intensos de anomalias de precipitação em toda a RSB, no geral. Segundo a literatura, nos dois casos (padrão mais e menos chuvoso na RSB) a TSM

estaria atuando no sentido esperado, o que não acontece com a AAO. Entretanto, essa é uma conclusão limitada, pois a maioria dos estudos encontraram influências positivas da TSM do OASO nas anomalias de precipitação da RSB apenas durante o verão (BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; CARDOSO; Silva Dias, 2004).

As combinações de verão são exatamente as mesmas de primavera: AAO+ (Figura 38), AAO- (Figura 40), TSM+ (Figura 42), TSM- (Figura 44), TSM+AAO+ (Figura 50), e TSM-AAO- (Figura 52). Diferentemente de todos os outros campos de anomalias de precipitação dos eventos extremos chuvosos, nas combinações de verão o gradiente desta variável aponta para o norte da RSB, com os valores chegando a 180 mm/mês no extremo norte do PR nas combinações AAO- (Figura 40(a)), TSM- (Figura 44(a)) e TSM-AAO- (Figura 52 (a)). Esta característica parece estar relacionada ao fato de que no verão, o sistema de monção da AS está em sua fase ativa e, de acordo com Grimm, Ferraz e Gomes (1998), ele influencia a porção norte da RSB. Assim, é de se esperar que anomalias mais intensas ocorram nesta região no verão. No RS e em SC, é difícil eleger uma combinação de verão onde as anomalias de precipitação são mais ou menos intensas, pois o padrão de distribuição e intensidade das mesmas é muito semelhante em todos os 6 casos, principalmente no centro-sul do RS. Já no PR, as combinações AAO- (Figura 40(a)), TSM- (Figura 44(a)) e TSM-AAO- (Figura 52 (a)) apresentam os padrões mais chuvosos, mas a combinação AAO- (Figura 40(a)) se sobressai por possuir a maior área de anomalias entre 160 e 180 mm/mês no extremo norte do estado. A combinação que apresenta o padrão menos chuvoso no PR é a TSM+AAO+ (Figura 50(a)), onde os valores anômalos não passam de 140 mm/mês. Para o PR, a fase da AAO parece modular os eventos extremos chuvosos durante o verão, agindo no sentido de intensificá-los (enfraquecê-los) na sua fase negativa (positiva). De acordo com Silvestri e Vera (2003), Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009) e Vasconcelos, Pizzochero e Cavalcanti (2019), o impacto da fase negativa da AAO nas anomalias positivas de precipitação no SESA e, conseqüentemente, na RSB é ainda mais intenso nos meses de verão. Ao contrário do que era esperado, a TSM não parece influenciar a intensidade dos eventos extremos chuvosos no verão, estação a qual os estudos apontam como sendo a que mais apresenta relações positivas entre anomalias positivas de TSM no OASO e precipitação acima da média na RSB (BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; SANSIGOLO; PEREIRA; SILVA, 2004; CARDOSO; Silva Dias, 2004).

Sintetizando os principais pontos verificados nesta subseção, têm-se que no RS, os padrões mais e menos chuvosos (Figuras 45(a) e 48(a), respectivamente) ocorrem quando os

sinais da fase AAO e anomalias de TSM são iguais (TSM+AAO+ e TSM-AAO-), nos quais apenas a TSM estaria atuando de forma a corroborar com este resultado. É interessante observar que na primavera, a combinação com o padrão de chuva mais (Figura 49(a)) e menos (Figura 51(a)) intenso é o mesmo para os três estados da RSB, característica que não é observada nas demais comparações. Nas combinações de verão, o fato de não existir um padrão mais ou menos chuvoso para os estados do RS e SC, enquanto que no PR os valores das anomalias de precipitação variam bastante entre a combinação mais (Figura 40(a)) e menos intensa (Figura 50(a)) parece ter relação com o sistema de monção da AS e também com as fases da AAO.

#### 4.4.3 Análise dos demais campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos

Os campos de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa dos eventos extremos chuvosos não apresentam um padrão predominante como os eventos extremos secos, e no geral, obedecem o sinal da fase AAO pelo qual estão separados ou aparecem desconfigurados nas combinações separadas apenas pela TSM. Entretanto, em 13 das 20 combinações, a RSB está sobre um regime de neutralidade em relação a esta variável (Figuras 33(b), 34(b), 35(b), 36(b), 39(b), 40(b), 41(b), 42(b), 43(b), 44(b), 47(b), 48(b), 51(b)). Em 6 combinações, anomalias positivas de altura potencial de até 20 m atingem a RSB: em uma delas de forma muito sutil (Figura 37(b)), em 4 delas abrangendo parte do PR e SC, com variação em termos de posição e abrangência das anomalias (Figuras 38(b), 45(b), 49(b) e 52(b)) e na última englobando quase que toda a RSB, exceto o oeste do RS (Figura 50(b)). Destas 6 combinações onde as anomalias positivas de altura geopotencial atingem a RSB, 5 delas estão separadas pela fase AAO+. Apenas a combinação TSM+AAO- (Figura 46(b)) apresenta anomalias negativas em parte da RSB, no oeste do RS, especificamente. É interessante notar que a mesma combinação que apresenta as anomalias de precipitação menos intensas no PR (Figura 50(a)) é a que também exibe a maior área de anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa (Figura 50(a)), o que indica que deve haver uma influência da AAO nos eventos extremos chuvosos de verão no PR.

Ao analisar os campos de anomalias de TSM, percebe-se que assim como nos eventos extremos secos, não existe um padrão predominante. O sinais das anomalias de TSM no OASO e em torno dele obedecem, em todos os casos, o sinal da combinação TSM pelo qual é separada. Nos casos das combinações separadas somente pela fase AAO, as anomalias

são positivas no OASO e vizinhanças em combinações AAO+ (Figuras 33(c), 37(c) e 38(c)) e negativas nas AAO- (Figuras 34(c), 39(c) e 40(c)). Em relação às 10 combinações que apresentam anomalias positivas de TSM no OASO, em 6 delas (Figuras 37(c), 41(c), 42(c), 45(c), 49(c) e 50(c)) os valores chegam a 1°C ou a 1,5°C em boa parte da região. Também foram 10 combinações onde as anomalias de TSM no OASO apresentaram valores negativos, porém em 7 delas os valores mais intensos (-1°C e 1,5°C) aparecem posicionados a sul do OASO (Figuras 36(c), 39(c), 40(c), 44(c), 48(c), 51(c) e 52(c)).

Em relação à PNM, diferentemente dos eventos extremos secos (seção 4.3.3), em nenhuma das combinações dos eventos extremos chuvosos a isóbara mais intensa do oceano Atlântico Sul adentra a AS, o que de certa forma contribui para a ocorrência destes eventos. O padrão de PNM mais recorrente (16 de 20 combinações) foi o que apresenta centro de 1020 hPa, com sua borda esquerda posicionada entre 10°O e 30°O. As exceções são algumas combinações no verão, onde os campos ou não possuem isóbara de 1020 hPa no oceano Atlântico Sul, sendo 1017 hPa o valor de pressão mais alto (Figuras 40(c) e 42(c)) ou exibem um centro de 1020 hPa muito pequeno, com sua extensão longitudinal entre 0°e 10°O (Figuras 44(c) e 52(c)). De acordo com Degola (2013), fevereiro é um dos meses em que a ASAS está em sua posição mais a leste no oceano, resultado que corrobora com o fato do centro mais intenso de PNM no oceano Atlântico Sul estar posicionado mais a leste em alguns casos de verão (Figuras 44(c) e 52(c)) em relação às demais combinações dos eventos extremos chuvosos.

No campo de 850 hPa, o padrão predominante dos eventos extremos secos também é verificado nos eventos extremos chuvosos: é observada convergência sobre o RS, metade oeste de SC e centro-oeste do PR, enquanto que no centro-leste de SC e leste do PR têm-se divergência. A diferença é que nos eventos extremos chuvosos, os valores tanto de convergência quanto de divergência são mais intensos, chegando à  $-1$  e  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , respectivamente, algo que não acontece nos eventos extremos secos. Em todas as combinações dos eventos extremos chuvosos, os ventos em 850 hPa sopram de norte nas regiões onde é observada convergência. É interessante observar que em todas as combinações de primavera (Figuras 37(d), 39(d), 41(d), 43(d) 49(d) e 51(d)), os valores de divergência sobre a metade leste de SC e leste do PR chegam a  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Entretanto, nas combinações de verão (Figuras 38(d), 40(d), 42(d), 44(d), 50(d) e 52(d)), em nenhum momento a divergência ultrapassa o valor de  $0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , ou seja, a divergência na primavera é mais intensa do que no verão nas regiões em questão. De acordo com o impacto

da divergência dos ventos em baixos níveis atmosféricos, que é no sentido de promover movimento subsidente e prejudicar a convecção, na primavera os eventos extremos chuvosos são desfavorecidos em relação ao verão. Em termos de convergência, a maior parte das combinações (13/20) apresentam valores que chegam a  $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  entre o extremo sul do PR, oeste de SC e norte do RS, característica que contribui para o movimento ascendente na região, levantamento de massa e convecção, favorecendo os eventos extremos chuvosos.

Em relação aos campos em 500 hPa, as anomalias de altura geopotencial em cada combinação são similares às anomalias de altura geopotencial em 700 hPa da mesma combinação, tanto em termos de posição quanto de intensidade, o que reforça a característica barotrópica da AAO já observada em outros trabalhos (ROGERS; LOON, 1982; GONG; WANG, 1999; LIMPASUVAN; HARTMANN, 1999; THOMPSON; WALLACE, 2000). Desta forma, assim como as anomalias de altura geopotencial em 700 hPa não exibem um padrão preferencial, em 500 hPa esta característica também é observada. Diferentemente dos eventos extremos secos, que não exibem nenhum padrão de vortacidade ciclônica no centro-sul da AS, em algumas combinações dos eventos extremos chuvosos surgem valores de vortacidade ciclônica no centro do Chile e no oceano Pacífico adjacente. Este padrão aparece de forma muito sutil (pequena área com valores de até  $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) ou não aparece em algumas das combinações sem separação sazonal (Figuras 34(e), 35(e), 36(e), 46(e) e 48(e)) e nas combinações de verão (Figuras 38(e), 40(e), 42(e), 44(e), 50(e) e 52(e)). Nas combinações sem separação sazonal restantes (Figuras 33(e), 45(e) e 47(e)) e em três combinações de primavera (Figuras 39(e), 43(e) e 51(e)), os valores de vortacidade ciclônica chegam a até  $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  numa boa parte da região mencionada. Nas combinações primaveris AAO+ (Figura 37(e)), TSM+ (Figura 41(e)) e TSM+AAO+ (Figura 49(e)), os valores de vortacidade ciclônica chegam a até  $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  numa ampla área da região central do Chile e oceano Pacífico adjacente.

Em 200 hPa, os padrões de convergência, divergência e principalmente de linhas de corrente indicam características das circulações em altos níveis típicas do sistema de monção da AS. Nas combinações sem separação sazonal (Figuras 33(f), 34(f), 35(f), 36(f), 45(f), 46(f), 47(f) e 48(f)), um padrão de divergência é observado em quase todo o Brasil (exceto na região Nordeste e áreas vizinhas, onde têm-se convergência) e as linhas de corrente apresentam, em alguns casos, uma circulação que lembra a AB e o cavado do Nordeste brasileiro. Na maior parte da RSB, os valores de divergência nestas combinações são de  $0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Nas combinações de primavera (Figuras 37(f), 39(f), 41(f), 43(f),

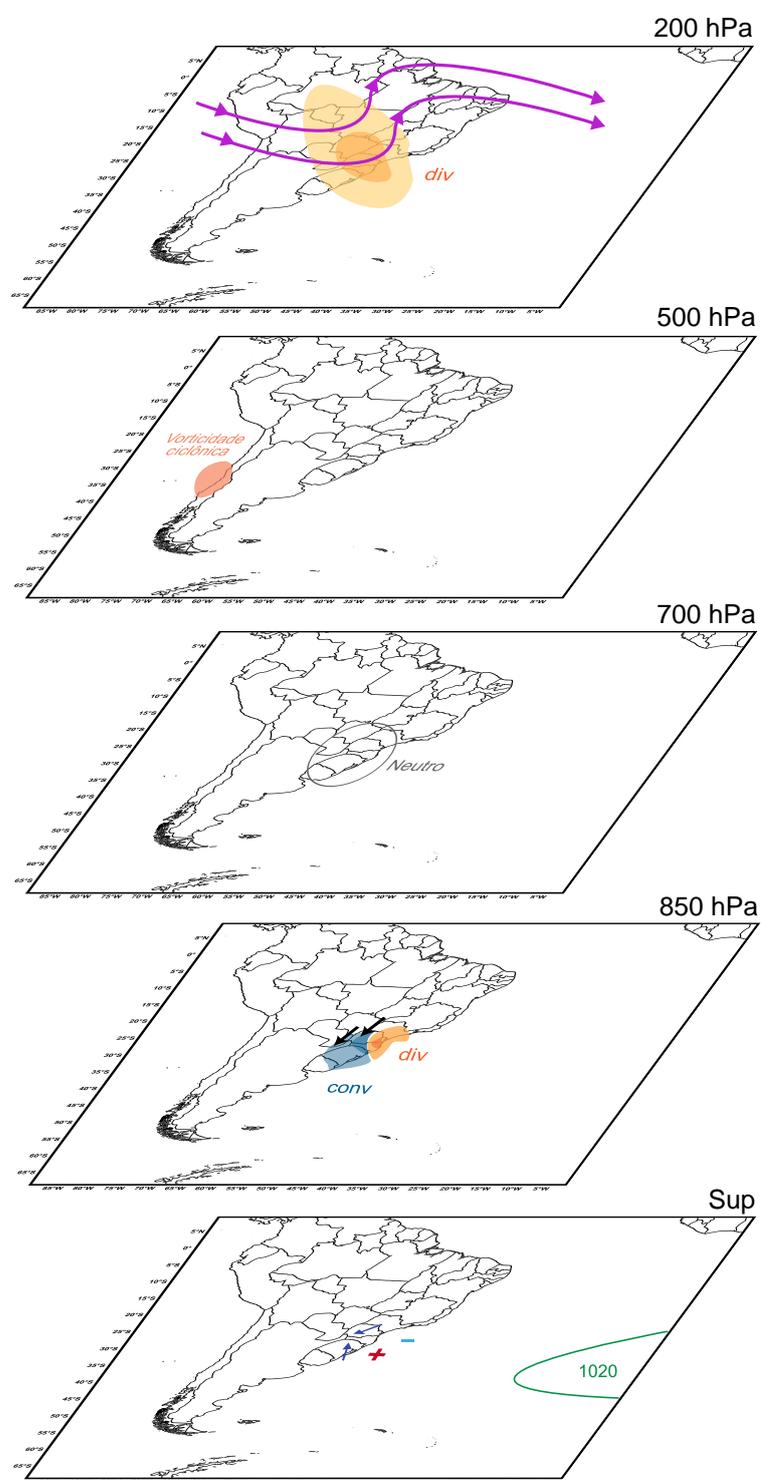
49(f) e 51(f)), as áreas de convergência aumentam em relação às combinações citadas anteriormente e atingem também parte da região Norte do Brasil. Na RSB, os valores de divergência aparecem intensificados, chegando a  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  entre SC e norte do RS. Nas combinações de verão (Figuras 38(f), 40(f), 42(f), 44(f), 50(f) e 52(f)), as linhas de corrente mostram de forma bem definida as circulações da AB e do cavado do Nordeste brasileiro, associadas à valores mais intensos de divergência. Sobre a RSB, os valores de divergência diminuem em relação às demais combinações, ficando em torno de  $0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  ou até mesmo neutros na metade sul/oeste do RS em alguns casos. Entretanto, sobre a região Sudeste do Brasil, a divergência nas combinações de verão se intensifica quando comparada às demais combinações, ficando em torno de  $0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Esta característica vai ao encontro do que é esperado para o verão nesta região, com os altos níveis atmosféricos dando suporte para a convecção intensa que é observada, especialmente nas áreas de atuação da ZCAS.

#### 4.4.4 Diagramas esquemáticos dos eventos extremos chuvosos

Assim como para os eventos extremos secos (seção 4.3.4), diagramas esquemáticos também foram elaborados para as estações em que a maior parte dos eventos extremos chuvosos ocorreram, neste caso, primavera e verão. Na Figura 53, estão condensados os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de primavera. Em superfície (Sup), as setas que indicam o vetor gradiente das anomalias de precipitação apontam para o oeste da RSB, área onde são observados os maiores volumes de chuva. Em termos de anomalias de TSM no OASO, elas não possuem um padrão predominante, mas ocorrem com maior intensidade nas áreas onde os sinais + e - estão posicionados. Com relação à PNM, a isóbara mais intensa é a de 1020 hPa, que aparece posicionada entre  $10^{\circ}\text{O}$  e  $30^{\circ}\text{O}$  no eventos extremos chuvosos primaveris. No nível de 850 hPa, as setas que representam o vento indicam ele soprando de norte sobre a RSB e com uma intensidade relativamente forte. Assim como nos eventos extremos secos, o padrão em 850 hPa é de convergência no RS e metade oeste de SC e PR, enquanto que na porção mais a leste da RSB têm-se divergência. Entretanto, tanto a área quanto a intensidade desta divergência na primavera são maiores em relação às demais estações do ano (Figuras 31, 32 e 54). Em 700 hPa, o padrão de anomalias de altura geopotencial fica basicamente dentro da

normalidade sobre a RSB, embora nas latitudes mais ao sul ele varie bastante de acordo com as combinações. No nível de 500 hPa, uma área de vorticidade ciclônica aparece localizada entre a região central do Chile e oceano Pacífico adjacente, padrão que não foi observado em nenhum evento extremo seco. Em 200 hPa, traços da circulação de altos níveis característica da estação chuvosa da AS começam a ser identificados, como uma crista sobre o interior do continente e um cavado nas proximidades da Região Nordeste. Uma ampla região de divergência é verificada no centro-sul do Brasil, com valores mais intensos sobre SC, PR e Mato Grosso do Sul.

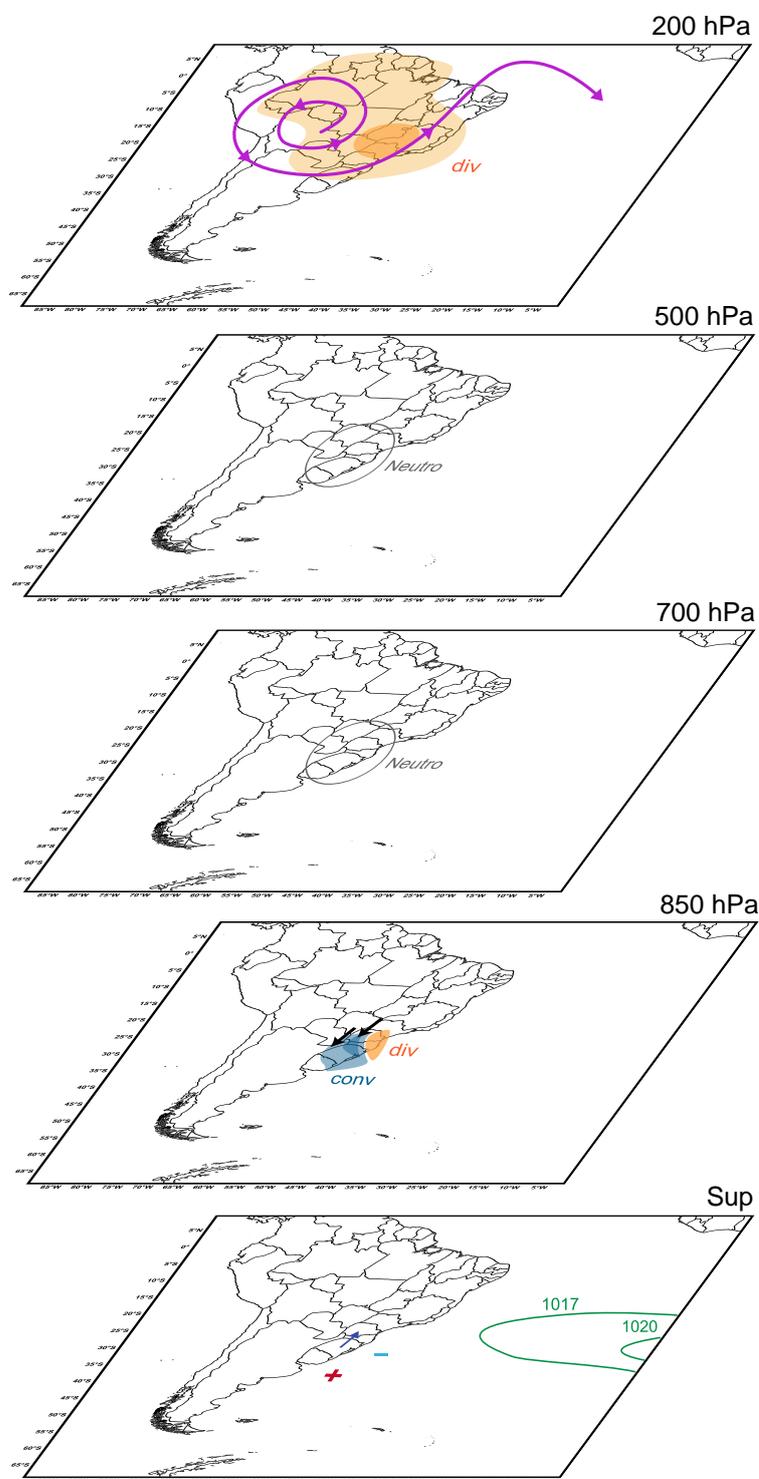
Figura 53 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de primavera.



Fonte: Autora.

A Figura 54 apresenta a síntese dos padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de verão. Em superfície, o vetor gradiente das anomalias de precipitação aponta para norte, indicando que elas se intensificam nesta direção na RSB. Em termos de TSM, os sinais + e - mostram que as anomalias na região do OASO variam tanto negativa quanto positivamente, mas não possuem um padrão bem definido. Em termos de PNM no verão, as combinações ou não possuem isóbara de 1020 hPa no oceano Atlântico Sul e 1017 hPa é o valor de pressão mais alto, ou exibem um centro de 1020 hPa muito pequeno, com sua extensão longitudinal entre 0° e 10°O, sendo estes os padrões indicados pelas linhas verdes no nível Sup da Figura 54. No nível de 850 hPa, as setas que representam os ventos apontam para o sul da RSB, indicando que eles sopram de norte sobre a região. O padrão de convergência e divergência se mantém semelhante às demais estações, porém os valores de divergência sobre a metade leste da RSB aparecem enfraquecidos e cobrindo uma área menor em relação à primavera (Figura 53). Nos níveis de 700 e 500 hPa, nenhum padrão de anomalias de altura geopotencial se mostrou predominante na RSB, sendo que na maioria deles os valores sobre a região estão dentro da normalidade. Em 200 hPa, a circulação proveniente da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste são bem evidentes, típica do sistema de monção da AS. Uma vasta área de divergência é observada sobre o território brasileiro, sendo que valores mais intensos ocorrem sobre a Região Sudeste e parte do Centro-Oeste do Brasil, diferente do que acontece na primavera (Figura 53), onde os valores mais intensos são verificados sobre a metade norte da RSB.

Figura 54 – Diagrama esquemático sintetizando os principais padrões atmosféricos observados nos eventos extremos chuvosos de verão.



Fonte: Autora.

## 5 Conclusões

Este estudo investigou a influência da AAO e das anomalias de TSM no OASO na variabilidade dos eventos extremos de precipitação na RSB durante a fase neutra do fenômeno ENOS, de 1900 a 2010. Os eventos extremos chuvosos foram mais frequentes que os eventos extremos secos, sendo 93 meses caracterizados como extremos chuvosos para 70 extremos secos. Em relação aos eventos extremos secos, 42 dos 70 meses (60%) ocorreram na fase positiva da AAO, enquanto que os chuvosos deram-se em 57% dos casos na fase negativa da oscilação (53 de 90 meses). No que se refere apenas aos valores das anomalias de TSM no OASO, não foi observado um sinal preferencial para a ocorrência dos eventos extremos, tanto secos quanto chuvosos. A respeito das combinações entre os parâmetros AAO e TSM, as mais frequentes nos eventos extremos secos foram TSM+AAO+ e TSM-AAO+ (21 meses em cada combinação), já para os eventos chuvosos foi a combinação TSM-AAO- (33 meses). Em termos de sazonalidade, os eventos extremos secos ocorreram predominantemente no inverno e no outono, especialmente no inverno, já os eventos extremos chuvosos foram verificados em maior número no verão e na primavera.

Com relação à intensidade dos eventos extremos secos nas combinações separadas dos parâmetros AAO e TSM sem separação sazonal, os padrões mais e menos intensos foram registrados em diferentes combinações para os diferentes estados da RSB. No RS, a combinação mais (menos) seca foi a AAO+ (AAO-), já em SC e no PR, TSM+ foi a combinação que exibiu o padrão mais seco, enquanto que a TSM- apresentou o menos seco. Nestes 4 casos, as anomalias de precipitação mostraram uma intensificação em direção a oeste/noroeste. Com relação aos eventos extremos chuvosos, a combinação AAO+ foi a que apontou o padrão mais chuvoso em toda a RSB, já a combinação menos chuvosa foi a TSM- para o RS, enquanto que em SC e no PR, os extremos chuvosos menos intensos ocorreram na combinação TSM+.

Nas combinações entre as fases da AAO e os sinais das anomalias de TSM no OASO sem separação sazonal, em relação aos eventos extremos secos, no RS as combinações TSM-AAO+ e TSM+AAO+ foram as mais secas, enquanto que a combinação TSM-AAO- exibiu o padrão menos seco. Em SC e no PR, o padrão de anomalias negativas de precipitação da combinação TSM+AAO+ (TSM-AAO+) foi o mais (menos) seco. Assim como para as combinações descritas no parágrafo anterior, nestes 4 casos as anomalias de precipitação se

intensificam a oeste/noroeste. Para os eventos extremos chuvosos, no RS, o padrão mais (menos) chuvoso foi observado na combinação TSM+AAO+ (TSM-AAO-), já em SC e no PR, a combinação TSM-AAO+ foi a mais chuvosa, enquanto que a TSM+AAO- foi a que apresentou anomalias positivas de precipitação menos intensas.

Em termos do comportamento sazonal dos eventos extremos secos, foram 4 as combinações de outono: a combinação TSM+ foi a mais seca em toda a RSB e não foi possível identificar um padrão menos seco. Nos 4 casos, as anomalias se intensificaram em direção a oeste/noroeste. Entre as 8 combinações de inverno, no RS, o padrão da combinação TSM-AAO+ (TSM-AAO-) foi o mais (menos) seco. Em SC e no PR, TSM+AAO+ foi a combinação mais seca, enquanto que a TSM-AAO- (TSM+AAO-) exibiu o padrão menos seco em SC (no PR). Nos 8 casos, as anomalias de precipitação se intensificaram em direção ao norte da RSB. Entre as combinações sazonais dos eventos extremos chuvosos, 6 delas ocorreram na primavera. Dentre elas, a TSM+AAO+ apresentou o padrão mais chuvoso em toda a RSB, enquanto que a combinação TSM-AAO- foi a menos chuvosa em praticamente toda a região. Diferentemente das demais combinações dos eventos extremos chuvosos, as anomalias de precipitação nas combinações de primavera se intensificaram em direção ao centro-oeste da RSB. Também foram 6 as combinações de verão: nelas, os padrões das anomalias de precipitação foram muito semelhantes no RS e SC, o que dificultou a classificação da combinação mais e menos chuvosa. Já no PR, a combinação AAO- (TSM+AAO+) mostrou o padrão mais (menos) chuvoso. Nas combinações de verão, as anomalias de precipitação se intensificaram em direção ao norte da RSB.

Com relação aos campos atmosféricos dos eventos extremos secos, em todas as combinações observou-se uma área de anomalias positivas de altura geopotencial em 700 hPa sobre o sul da AS, que atingiram parte da ou toda a RSB em 17 das 20 combinações dos eventos extremos secos. Não houve um padrão preferencial de anomalias de TSM no OASO e a maioria das combinações apresentou valores entre  $-0,5^{\circ}\text{C}$  e  $0,5^{\circ}\text{C}$  na região. No geral, as combinações de inverno apresentaram anomalias de TSM mais intensas próximas a costa da RSB do que as combinações de outono ou sem separação sazonal. Os campos de PNM revelaram características sazonais distintas: ao passo em que no outono a isóbara de 1020 hPa apareceu bem afastada da AS ou não foi observada, no inverno o campo de PNM se mostrou mais fortalecido, com a isóbara de 1020 hPa atingindo a parte leste das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Em 850 hPa, observou-se convergência e ventos de norte/noroeste sobre o RS, metade oeste de SC e sudoeste do PR, enquanto que o centro-leste de SC

e leste do PR apresentaram divergência. A intensidade dos ventos e da convergência variaram de acordo com a estação do ano, sendo menores (maiores) nas combinações de outono (inverno). No campo de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa, a principal característica é um centro de anomalias positivas localizada entre o sul da AS e oceanos adjacentes, padrão que também foi observado no nível de 700 hPa, o que evidencia o padrão barotrópico da AAO. Em 200 hPa, dois principais padrões de convergência e divergência do vento foram identificados: o mais recorrente apresentou divergência sobre o Uruguai e parte do RS e convergência sobre SC, PR e parte do Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e apareceu em todas as combinações de inverno, já o segundo padrão exibiu valores de convergência sobre parte do Centro-Oeste e do PR e ocorreu mais no outono.

No que se refere aos padrões observados nos campos atmosféricos dos eventos extremos chuvosos, em termos das anomalias de altura geopotencial em 700 hPa, em 13 das 20 combinações a RSB esteve sob valores de neutralidade e não foi possível identificar padrões de acordo com a sazonalidade. Assim como nos eventos secos, não houve um padrão predominante de anomalias de TSM no OASO e os valores anômalos mais intensos foram observados em sua maioria ao sul da região. Em relação à PNM, diferentemente dos eventos extremos secos, em nenhuma das combinações dos eventos extremos chuvosos a isóbara mais intensa do oceano Atlântico Sul adentrou a AS. O padrão de PNM mais recorrente (16 de 20 combinações) foi o que apresentou centro de 1020 hPa, com sua borda esquerda posicionada entre 10°O e 30°O. No nível de 850 hPa, o padrão dos eventos extremos chuvosos foi muito similar ao dos eventos extremos secos, com convergência e divergência ocorrendo basicamente nos mesmos locais. A diferença foi que nos eventos extremos chuvosos, tanto os valores de convergência quanto de divergência foram mais intensos em relação aos eventos extremos secos, e a divergência na primavera foi mais intensa do que no verão. Em relação ao nível de 500 hPa, as anomalias de altura geopotencial em cada combinação foram muito semelhantes às anomalias em 700 hPa, tanto em posição quanto em intensidade, o que reforça o padrão barotrópico da AAO. Como as anomalias de altura geopotencial em 700 hPa não exibiram um padrão preferencial, em 500 hPa esta característica também foi observada. Diferentemente dos eventos extremos secos, em algumas combinações dos eventos extremos chuvosos, especialmente nas de primavera, valores de vorticidade ciclônica apareceram na região central do Chile e oceano Pacífico adjacente. Em 200 hPa, os padrões de convergência, divergência e principalmente de linhas

de corrente exibiram características das circulações em altos níveis típicas do sistema de monção da AS, especialmente no verão.

### *5.1 Sugestões para trabalhos futuros*

Por mais que os resultados obtidos neste estudo tenham contribuído para o entendimento do comportamento dos eventos extremos de precipitação na RSB durante a fase neutra do fenômeno ENOS, algumas lacunas ainda podem e devem ser preenchidas neste sentido. Abaixo, seguem sugestões para análise de alguns aspectos deixados em aberto no presente trabalho:

- a) De acordo com os resultados de Codron (2005) e Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), avaliar o comportamento dos jatos de altos níveis nas diferentes combinações entre fases da AAO e anomalias de TSM no OASO;
- b) Pelo fato de a RSB ter seu regime de precipitação influenciado por diferentes sistemas meteorológicos em diferentes épocas do ano em diferentes áreas, separá-la em regiões homogêneas de precipitação e assim identificar padrões atmosféricos e oceânicos melhor definidos;
- c) Assim como no estudo de Silvestri e Vera (2009), fazer uma análise também temporal (decadal, a cada 30 anos), a fim de identificar mudanças de comportamento dos padrões atmosféricos e também da influência dos parâmetros AAO e TSM no OASO nos extremos de precipitação da RSB ao longo do tempo;
- d) Devido a tendência para a fase positiva que a AAO vêm apresentando (seção 2.3.4) e conhecendo os impactos desta fase da AAO na precipitação da RSB (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009), avaliar por meio de projeções climáticas os possíveis impactos desta tendência na precipitação da RSB.

## Referências Bibliográficas

- ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A. Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 19, n. 12, p. 2896–2905, 2006.
- BARROS, V. et al. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 67, n. 3, p. 123–133, 2000.
- BROEKE, M. R. V. D.; LIPZIG, N. P. V. Changes in Antarctic temperature, wind and precipitation in response to the Antarctic Oscillation. *Annals of Glaciology*, Cambridge University Press, v. 39, p. 119–126, 2004.
- CAI, W.; SULLIVAN, A.; COWAN, T. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 models. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 24, n. 6, p. 1688–1704, 2011.
- CARDOSO, A. O.; Silva Dias, P. d. Identificação de trimestres extremos no regime pluviométrico do Sul e Sudeste do Brasil e relação com anomalias da TSM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n. 2, p. 149–162, 2004.
- CARVALHO, L. M.; 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*, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, n. 2, p. 83–90, 1986.
- CODRON, F. Relation between annular modes and the mean state: Southern Hemisphere summer. *Journal of Climate*, v. 18, n. 2, p. 320–330, 2005.
- DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.
- DEGOLA, T. S. *Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- DIAZ, A.; STUDZINSKI, C. Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in Pacific and Atlantic oceans using canonical correlation analysis. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*. [S.l.: s.n.], 1994. v. 8, p. 498–501.
- DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; 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, n. 2, p. 251–271, 1998.
- DING, Q. et al. Influence of the tropics on the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, v. 25, n. 18, p. 6330–6348, 2012.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 15, n. 23, p. 3394–3410, 2002.

FIRPO, M. *Influências remotas das TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico e da Oscilação Antártica na variabilidade climática interanual no Rio Grande do Sul e suas inter-relações*. 186p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2012.

FOGT, R. L.; BROMWICH, D. H. Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 19, n. 6, p. 979–997, 2006.

FYFE, J.; BOER, G.; FLATO, G. The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 26, n. 11, p. 1601–1604, 1999.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.

GILLETT, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 33, n. 23, 2006.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999.

GORDON, A. L. Brazil-Malvinas Confluence–1984. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 36, n. 3, p. 359–384, 1989.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, Oficina de Textos São Paulo, v. 1, p. 259–275, 2009.

GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima no Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, Oficina de Textos São Paulo, v. 1, p. 353–374, 2009.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v. 13, n. 1, p. 35–58, 2000.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998.

HAARSMA, R. J. et al. Dominant modes of variability in the South Atlantic: A study with a hierarchy of ocean–atmosphere models. *Journal of Climate*, v. 18, n. 11, p. 1719–1735, 2005.

HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J.; MOLTENI, F. Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 30, n. 16, 2003.

HAN, T.; WANG, H.; SUN, J. Strengthened relationship between the Antarctic Oscillation and ENSO after the mid-1990s during austral spring. *Advances in Atmospheric Sciences*, Springer, v. 34, n. 1, p. 54–65, 2017.

- HARTMANN, D. L.; LO, F. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 55, n. 8, p. 1303–1315, 1998.
- HENDON, H. H.; THOMPSON, D. W.; WHEELER, M. C. Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere annular mode. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 20, n. 11, p. 2452–2467, 2007.
- HERSBACH, H.; POLI, P.; DEE, D. The observation feedback archive for the ICOADS and ISPD data sets. *ECMWF ERA Report Series*, n. 18, p. 31, 2015.
- HUANG, B. et al. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, v. 30, n. 20, p. 8179–8205, 2017.
- ITAIPU BINACIONAL. *Geração*. 2022. Disponível em: <<https://www.itaipu.gov.br/energia/geracao>>.
- ITO, E. R. *Um estudo climatológico do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sua influência em sistemas frontais*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- KAYANO, M. T.; SANSIGOLO, C. Interannual to decadal variations of precipitation and daily maximum and daily minimum temperatures in Southern Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 97, n. 1, p. 81–90, 2009.
- KOBAYASHI, S. et al. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, Meteorological Society of Japan, v. 93, n. 1, p. 5–48, 2015.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A*, Wiley Online Library, v. 36, n. 5, p. 490–504, 1984.
- KUSHNER, P. J.; HELD, I. M.; DELWORTH, T. L. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *Journal of Climate*, v. 14, n. 10, p. 2238–2249, 2001.
- LIMPASUVAN, V.; HARTMANN, D. L. Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 26, n. 20, p. 3133–3136, 1999.
- LORENZ, E. N. *Empirical Orthogonal Functions and statistical weather prediction*. Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology Cambridge, 1956.
- LOVENDUSKI, N. S.; GRUBER, N. Impact of the Southern Annular Mode on Southern Ocean circulation and biology. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 32, n. 11, 2005.
- L'HEUREUX, M. L.; THOMPSON, D. W. Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, v. 19, n. 2, p. 276–287, 2006.

- MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. part i: Characteristics of seasonal and interannual variability. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 18, n. 1, p. 1–22, 1998.
- MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, v. 16, n. 24, p. 4134–4143, 2003.
- MONTIBELLER FILHO, G.; GARGIONI, S. L. *Desenvolvimento da Região Sul do Brasil*. 2014. Disponível em: [https://web.bndes.gov.br/bib/jspui/bitstream/1408/3682/2/Desenvolvimento%20da%20Regi%C3%A3o%20Sul\\_12\\_P.pdf](https://web.bndes.gov.br/bib/jspui/bitstream/1408/3682/2/Desenvolvimento%20da%20Regi%C3%A3o%20Sul_12_P.pdf).
- PAMPUCH, L. A. *Características sinóticas e dinâmicas de períodos extremos secos sobre o sudeste do Brasil e sua relação com a TSM do Atlântico Sul*. Tese (Doutorado) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- PAMPUCH, L. A. et al. Anomalous patterns of SST and moisture sources in the South Atlantic Ocean associated with dry events in southeastern Brazil. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 36, n. 15, p. 4913–4928, 2016.
- PEZZI, L.; SOUZA, R. d. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. *Tempo e Clima no Brasil*, Oficina de Textos São Paulo, v. 1, p. 385–405, 2009.
- PEZZI, L. P. et al. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 114, n. D19, 2009.
- POLI, P. et al. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, v. 29, n. 11, p. 4083–4097, 2016.
- POLI, P. et al. The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). *ERA Report Series*, Shinfield Park, Reading, v. 14, p. 59, 2013.
- RAO, V.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 42, n. 2, p. 81–91, 1990.
- REASON, C.; ROUAULT, M. Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 32, n. 7, 2005.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009.
- REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 25, p. 185–204, 2010.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *Journal of Climate*, v. 11, n. 10, p. 2570–2581, 1998.

ROGERS, J. C.; LOON, H. V. Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 10, p. 1375–1392, 1982.

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

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987.

SALLÉE, J.-B.; SPEER, K.; RINTOUL, S. Zonally asymmetric response of the southern ocean mixed-layer depth to the Southern Annular Mode. *Nature Geoscience*, Nature Publishing Group, v. 3, n. 4, p. 273–279, 2010.

SANSIGOLO, C.; PEREIRA, C.; SILVA, I. Relações entre as precipitações regionais no Sul do Brasil e as temperaturas da superfície dos oceanos Atlântico e Pacífico. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, p. 5–11, 2004.

SARAIVA, J.; SILVA DIAS, P. d. A case study of intense cyclogenesis off the southern coast of Brazil: impacts of SST, stratiform and deep convection. In: *Preprints of the 5 th AMS Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. [S.l.: s.n.], 1997. p. 368–369.

SCHNEIDER, U. et al. Global precipitation analysis products of the GPCP. *Global Precipitation Climatology Centre (GPCP)*, DWD, Internet Publication, v. 112, 2018.

SEXTON, D. The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 19, p. 3697–3700, 2001.

SILVESTRI, G.; VERA, C. Nonstationary impacts of the Southern Annular Mode on Southern Hemisphere climate. *Journal of Climate*, v. 22, n. 22, p. 6142–6148, 2009.

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 30, n. 21, 2003.

TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F.; GRIMM, A. M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 33, n. 6, p. 1382–1400, 2013.

THOMPSON, D. W.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 296, n. 5569, p. 895–899, 2002.

THOMPSON, D. W.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000.

THOMPSON, D. W.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular modes in the extratropical circulation. part ii: Trends. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 13, n. 5, p. 1018–1036, 2000.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmospheric Science Letters*, Wiley Online Library, v. 11, n. 1, p. 21–26, 2010.

VASCONCELLOS, F. C.; PIZZOCHERO, R. M.; CAVALCANTI, I. F. de A. Month-to-month impacts of Southern Annular Mode over South America climate. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 42, n. 1, p. 783–792, 2019.

VENEGAS, S.; MYSAK, L.; STRAUB, D. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997.

WAINER, I.; VENEGAS, S. A. South Atlantic multidecadal variability in the climate system model. *Journal of Climate*, v. 15, n. 12, p. 1408–1420, 2002.

WALKER, G.; BLISS, E. Memoirs of the royal meteorological society. *World weather V*, v. 4, p. 53–84, 1932.

WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. [S.l.]: Academic Press: New York, 2006. 627 p.

YU, J.-Y. et al. Subsurface ocean temperature indices for Central-Pacific and Eastern-Pacific types of El Niño and La Niña events. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 103, n. 3, p. 337–344, 2011.

## Apêndice A – Neutralidade do ENOS (1950 - 2010)

Tabela 4 – Intervalos neutros do ENOS segundo o ONI, de 1950 a 2010.

Ano	Intervalos neutros	Nº de meses neutros
1950	Agosto - Dezembro	5
1951	Janeiro - Maio	5
1952	Fevereiro - Dezembro	11
1953	Janeiro	1
1954	Março - Abril	2
1955	<i>La Niña</i>	-
1956	Outubro - Dezembro	3
1957	Janeiro - Março	3
1958	Agosto - Outubro	3
1959	Abril - Dezembro	9
1960	Janeiro - Dezembro	12
1961	Janeiro - Dezembro	12
1962	Janeiro - Dezembro	12
1963	Janeiro - Maio	5
1964	Março - Abril	2
1965	Fevereiro - Abril	3
1966	Maior - Dezembro	8
1967	Janeiro - Dezembro	12
1968	Janeiro - Setembro	9
1969	Junho - Julho	2
1970	Fevereiro - Junho	5
1971	<i>La Niña</i>	-
1972	Fevereiro - Abril	3
1973	Abril	1
1974	Agosto - Setembro	2
1975	<i>La Niña</i>	-

*Continua na próxima página*

Tabela 4 – *Continuação*

<b>Ano</b>	<b>Intervalos neutros</b>	<b>Nº de meses neutros</b>
1976	Maio - Agosto	4
1977	Março - Agosto	6
1978	Fevereiro - Dezembro	11
1979	Janeiro - Setembro	9
1980	Março - Dezembro	10
1981	Janeiro - Dezembro	12
1982	Janeiro - Março	3
1983	Julho - Agosto	2
1984	Fevereiro - Setembro	8
1985	Setembro - Dezembro	4
1986	Janeiro - Agosto	8
1987	<i>El Niño</i>	-
1988	Março - Abril	2
1989	Junho - Dezembro	7
1990	Janeiro - Dezembro	12
1991	Janeiro - Abril	4
1992	Julho - Dezembro	6
1993	Janeiro - Dezembro	12
1994	Janeiro - Agosto	8
1995	Abril - Julho	4
1996	Abril - Dezembro	9
1997	Janeiro - Abril	4
1998	Junho	1
1999	<i>La Niña</i>	-
2000	<i>La Niña</i>	-
2001	Março - Dezembro	10
2002	Janeiro - Maio	5
2003	Março - Dezembro	10
2004	Janeiro - Junho	6
2005	Março - Outubro	8

*Continua na próxima página*

Tabela 4 – *Continuação*

<b>Ano</b>	<b>Intervalos neutros</b>	<b>Nº de meses neutros</b>
2006	Abril - Agosto	5
2007	Fevereiro - Junho	5
2008	Julho - Outubro	4
2009	Abril - Junho	3
2010	Abril - Maio	2
<b>TOTAL</b>	-	<b>334</b>

*Fim da tabela*

Fonte: Episódios históricos de EN e LN desde 1950, 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))