



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.16.16.33-TDI

**INFLUÊNCIAS DE ANOMALIAS EXTRATROPICAIS
DE TSM DOS OCEANOS PACÍFICO SUL E
ATLÂNTICO SUL NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES
SUL E CENTRO-OESTE DO BRASIL**

Renata Tatsch Eidt

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti, aprovada em 29 de
agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RLBLHL>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.16.16.33-TDI

**INFLUÊNCIAS DE ANOMALIAS EXTRATROPICAIS
DE TSM DOS OCEANOS PACÍFICO SUL E
ATLÂNTICO SUL NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES
SUL E CENTRO-OESTE DO BRASIL**

Renata Tatsch Eidt

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti, aprovada em 29 de
agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RLBLHL>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Eidt, Renata Tatsch.

Ei29i Influências de anomalias extratropicais de TSM dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul na precipitação das regiões Sul e Centro-Oeste do Brasil / Renata Tatsch Eidt. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxii + 165 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.16.16.33-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadora : Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti.

1. Anomalias de TSM. 2. Extremos de precipitação. 3. América do Sul. 4. Pacífico Sul. 5. Atlântico Sul. I.Título.

CDU 551.577.37(81)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Renata Tatsch Eldt**

Título: " INFLUÊNCIAS DE ANOMALIAS EXTRATROPICAIS DE TSM DOS OCEANOS PACÍFICO SUL E ATLÂNTICO SUL NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES SUL E CENTRO-OESTE DO BRASIL"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em **Meteorologia**

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

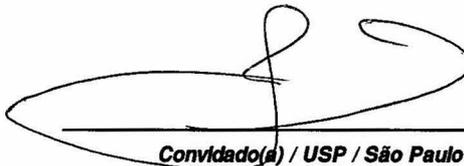


Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Tercio Ambrizzi



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de Agosto de 2018

AGRADECIMENTOS

Fazer parte do grupo de alunos da pós-graduação do INPE durante o período de Mestrado foi uma oportunidade única de crescimento profissional e pessoal. Foram dois anos de muito aprendizado que com certeza levarei comigo para a minha carreira futura. Agradeço à Pós-Graduação do INPE pela oportunidade de realizar este trabalho de mestrado, e a todos que, de alguma maneira, estiveram presentes e fizeram parte deste processo.

Gostaria de agradecer à minha orientadora, Dra. Iracema F. A. Cavalcanti, por toda a dedicação durante o mestrado, e por todo o conhecimento que me foi proporcionado. Aprendi muito com as aulas, conversas e discussões sobre o trabalho. Agradeço aos membros da banca avaliadora, Dr. Tércio Ambrizzi e Dr. Luciano Pezzi, pelas contribuições e sugestões que enriqueceram o trabalho.

Sou grata ao CNPQ pelo suporte financeiro que tornou possível a realização deste projeto de pesquisa e também por estimular a divulgação do trabalho desenvolvido em eventos importantes. Tive a oportunidade de apresentar o meu trabalho em eventos nacionais e no exterior, e também de participar do embarque pelo Projeto PIRATA, que tenho certeza que trouxeram grandes contribuições para a minha formação. Agradeço também ao projeto CLIMAX, que permitiu que o meu trabalho se tornasse ainda mais aplicado e me proporcionou uma grande troca de experiências e conteúdo com os colegas de trabalho.

Agradeço de coração à minha turma de Mestrado, pela parceria de todas as horas e pelos grupos de estudo que salvaram vidas; à amizade da Carol e da Mariah, que ficará comigo não importa onde estivermos; às minhas colegas da sala 7 que tornaram os meus dias no INPE muito mais leves e com certeza mais produtivos, obrigada por toda a ajuda, Vir, Nete, Mári e Kelen. Agradeço também aos professores e demais funcionários e colegas de trabalho do INPE, e finalmente à minha família, que mesmo de longe se manteve presente em

todos os meus passos. Sou muito grata pelos grandes amigos que a Meteorologia me trouxe, que tornaram a minha experiência muito mais especial.

RESUMO

Condições de tempo e clima afetam diferentes setores, dentre eles a agricultura, e a sua previsibilidade é extremamente importante para garantia de um manejo adequado do processo agrícola. A variabilidade de precipitação é importante para a produção agrícola, e a disponibilidade de chuvas é uma resposta a padrões oceânicos e atmosféricos. Uma variável oceânica importante é a temperatura da superfície do mar (TSM). No entanto, apesar do enfoque em estudos anteriores para oceanos tropicais, as regiões extratropicais também são importantes para a modulação do clima, e ainda existem poucos trabalhos direcionados para essas regiões. O objetivo desta dissertação é identificar os padrões de anomalias de TSM nas regiões extratropicais dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul que podem influenciar a circulação atmosférica, afetando a precipitação em áreas agrícolas do Brasil. O estudo foi feito utilizando-se uma escala de tempo mensal no período de 1979 a 2010, com enfoque para os meses mais relevantes para a agricultura. Análises de correlação e Decomposição em Valores Singulares (SVD) de precipitação na América do Sul e TSM nos dois oceanos permitiram a identificações de regiões oceânicas relacionadas. Extremos secos e chuvosos no Sul e Centro-Oeste do Brasil foram identificados através do Índice de Precipitação Normalizado (SPI) para análise de compostos. Os resultados mostraram que a precipitação no Sul do Brasil está associada a um dipolo de anomalias de TSM no Oceano Pacífico Sul. Anomalias positivas (negativas) de TSM no sudeste e negativas (positivas) no noroeste deste oceano foram observadas quando há aumento (redução) de chuvas no Sul do Brasil, principalmente no período de Outubro a Dezembro. Casos chuvosos (secos) nessa região também apresentaram relação com um dipolo de TSM no Atlântico Sudoeste, quando este apresentou anomalias positivas (negativas) no norte e negativas (positivas) no sul. A área na região Centro-Oeste apresentou um padrão misto de precipitação, com mesmo sinal de anomalias da região Sul na parte sul e anomalias opostas na parte norte da área. Assim, as análises de correlação não apresentaram um padrão bem definido. Porém, nos compostos, o padrão de precipitação apresenta anomalias opostas à região Sul, e uma influência maior do Oceano Atlântico e do fluxo de umidade. A partir dos centros de dipolo identificados no Pacífico Sul e Atlântico Sul, foram criados índices baseados na diferença de anomalia de TSM entre eles com o intuito de contribuir para identificação de extremos de precipitação nas regiões de estudo. As anomalias de TSM no Oceano Pacífico Sul estiveram associadas a mudanças na direção das correntes oceânicas, as quais sofrem ação da circulação atmosférica. Análises de variáveis atmosféricas e oceânicas indicaram a interação oceano-atmosfera com influência nos centros de ação dos trens de onda na atmosfera que afetam a América do Sul.

Palavras-chave: Anomalias de TSM. Extremos de precipitação. América do Sul. Pacífico Sul. Atlântico Sul. Padrões atmosféricos. Padrões oceânicos.

INFLUENCE OF EXTRATROPICAL SST ANOMALIES IN SOUTH PACIFIC AND SOUTH ATLANTIC OCEANS ON PRECIPITATION OVER SOUTHERN AND CENTRAL BRAZIL

ABSTRACT

Weather and climate conditions affect different sectors, including agriculture, and their predictability is extremely important for management. Precipitation is important for agriculture production, and rainfall variability depends on oceanic and atmospheric patterns. Sea surface temperature (SST) is an important oceanic variable. However, even though previous studies have focused on tropical oceans to analyze the role of oceans on the atmosphere, extratropical regions are also important for climate modulation, and its importance is still not completely understood. The objective of this study is to identify SST anomalies patterns in extratropical South Pacific and South Atlantic Oceans that may influence atmospheric circulation, affecting precipitation in agricultural areas in Brazil. The study was based on a monthly timescale from 1979 to 2010, focusing on important months for agriculture. Correlation and Singular Value Decomposition (SVD) analysis using precipitation in South America and SST in both oceans allowed the identification of related oceanic regions. Extreme dry and wet events in the south and center of Brazil were identified using the Standardized Precipitation Index (SPI) for a composites analysis. Results show that precipitation in southern Brazil is associated with a dipole of SST anomalies in South Pacific Ocean, as well as in South Atlantic Ocean, with a greater influence of the former. In the Pacific Ocean, positive (negative) SST anomalies in the southeast and negative (positive) SST anomalies in the northwest were observed to increase (decrease) rainfall over southern Brazil, mainly from October to December. Wet (dry) events in this region also showed relations to a SST dipole in Southwestern Atlantic, when there were positive (negative) anomalies in the north and negative (positive) anomalies in the south. The central region had a mixed precipitation pattern, with the same signal of the southern region in the south and opposite anomalies in the north. Therefore, there was not a well defined configuration in the correlation analysis. However, in the composites, the precipitation pattern shows anomalies opposed to the southern region, and a stronger influence from the Atlantic Ocean and moisture flux. Based on the centers of dipoles identified for South Pacific and South Atlantic, indices calculated by the difference between SST anomalies were developed. These indices may contribute to identify precipitation extremes in the study areas. SST anomalies in South Pacific were associated with changes in the direction of ocean currents, which are affected by the atmospheric circulation. Analysis of atmospheric and ocean variables indicated ocean-atmosphere interaction with influence on the centers of action of wave trains in the atmosphere that affect South America.

Keywords: SST anomalies. Precipitation extremes. South America. South Pacific. South Atlantic. Atmospheric patterns. Oceanic patterns.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| Figura 2.1 - Áreas dos diferentes índices para o ENOS..... | 12 |
| Figura 2.2 - Produção de cultivos agrícolas no Brasil em 2015..... | 20 |
| Figura 3.1 - Diagrama conceitual do cálculo do SPI..... | 30 |
| Figura 3.2 - Regiões do índice tripolo (TPI) no Oceano Pacífico..... | 34 |
| Figura 4.1 - SVD entre TSM (Pacífico Sul) e precipitação (América do Sul)... | 39 |
| Figura 4.2 - SVD entre TSM (Atlântico Sul) e precipitação (América do Sul)... | 41 |
| Figura 4.3 - Mapa das regiões de estudo..... | 45 |
| Figura 4.4 - SVD entre precipitação (América do Sul) e pressão ao nível do mar (Pacífico Sul)..... | 47 |
| Figura 4.5 - SVD entre precipitação (América do Sul) e pressão ao nível do mar (Atlântico Sul)..... | 48 |
| Figura 4.6 - Climatologia de TSM (°C) e direção das correntes no Oceano Pacífico Sul. | 50 |
| Figura 4.7 - SVD entre correntes oceânicas superficiais (Pacífico Sul) e precipitação (América do Sul). | 51 |
| Figura 4.8 - Climatologia de TSM (°C) e direção das correntes no Oceano Atlântico Sul. | 52 |
| Figura 4.9 - SVD entre correntes oceânicas superficiais (Atlântico Sul) e precipitação (América do Sul). | 54 |
| Figura 4.10 - Correlação entre anomalias de precipitação em A1 e TSM global. | 56 |
| Figura 4.11 - Correlação entre anomalias de Precipitação em A2 e TSM global. | 59 |
| Figura 4.12 - Correlação entre anomalias de precipitação (em A1) e ROLE (global). | 61 |
| Figura 4.13 - Correlação entre anomalias de precipitação (em A2) e ROLE (global). | 63 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.14 - Correlação entre anomalias de Precipitação (em A1) e Geopotencial em 500hPa (global)..... | 65 |
| Figura 4.15 - Correlação entre anomalias de Precipitação (em A2) e Geopotencial em 500hPa (global)..... | 67 |
| Figura 4.16 - Série temporal do SPI para A1 e A2..... | 68 |
| Figura 4.17 - Compostos de anomalias de Precipitação (mm dia^{-1}) para A1. .. | 72 |
| Figura 4.18 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Pacífico (0 a 75°S) para A1..... | 74 |
| Figura 4.19 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Atlântico (75°S a 15°N) para A1..... | 76 |
| Figura 4.20 - Compostos de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) para A1..... | 78 |
| Figura 4.21 - Compostos de anomalias de Fluxo de Calor Latente (W m^{-2}) para A1..... | 82 |
| Figura 4.22 - Compostos de anomalias de Fluxo de Calor Sensível (W m^{-2}) para A1..... | 83 |
| Figura 4.23 - Compostos de anomalias de Altura Geopotencial (gpm) em 500hPa e 200hPa para períodos chuvosos em A1. | 85 |
| Figura 4.24 - Compostos de anomalias de Altura Geopotencial (gpm) em 500hPa e 200hPa para períodos secos em A1. | 86 |
| Figura 4.25 - Compostos de anomalias de Fluxo de Umidade e Divergência (integrado de 1000 a 500 hPa) para anos chuvosos e secos em A1. | 89 |
| Figura 4.26 - Compostos de anomalias de Precipitação (mm dia^{-1}) para A2. .. | 91 |
| Figura 4.27 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Pacífico (0 a 75°S) para A2..... | 93 |
| Figura 4.28 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Atlântico (75°S a 15°N) para A2..... | 95 |
| Figura 4.29 - Compostos de anomalias de Fluxo de Umidade e Divergência (integrado de 1000 a 500 hPa) para anos chuvosos e secos em A2. | 98 |
| Figura 4.30 - Compostos com defasagens de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) e direção do Vento em 850hPa para o mês de Dezembro em A1. | 100 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.31 - Diagramas de Hovmöller de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) e TSM (°C) para extremos em A1. | 102 |
| Figura 4.32 - Compostos de anomalias de TSM (°C) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Pacífico (10° a 70°S) para o mês de Dezembro em A1. | 105 |
| Figura 4.33 - SVD entre correntes oceânicas superficiais e TSM no oceano Pacífico Sul. | 108 |
| Figura 4.34 - Compostos de anomalias de TSM (°C) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Atlântico (10° a 70°S) para o mês de Outubro em A1. | 110 |
| Figura 4.35 - SVD entre correntes oceânicas superficiais e TSM no oceano Atlântico Sul. | 112 |
| Figura 4.36 - Compostos de anos de El Niño Canônico em condições chuvosas e não chuvosas em A1. | 115 |
| Figura 4.37 - Correlação entre o índice do Oceano Pacífico extratropical e precipitação (global). | 118 |
| Figura 4.38 - Correlação entre o índice do Oceano Pacífico extratropical e precipitação (global). | 119 |
| Figura 4.39 - Séries temporais do Índice extratropical do Pacífico e SPI da área A1. | 120 |
| Figura 4.40 - Anomalias associadas ao evento seco de A1 em Janeiro de 1992. | 123 |
| Figura 4.41 - Correlação com defasagem entre o Índice extratropical do Oceano Pacífico Sul e anomalia de precipitação na área A1. | 125 |
| Figura 4.42 - Correlação com defasagem entre as áreas P1 e P2 do Oceano Pacífico Sul e anomalia de precipitação na área A1. | 126 |
| Figura 4.43 - Correlação com defasagem entre o Índice Oceano Atlântico Sul e anomalia de precipitação na área A1. | 128 |
| Figura 4.44 - Correlação com defasagem entre o Índice Oceano Atlântico Sul e anomalia de precipitação na área A2. | 129 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.45 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Outubro e Novembro. | 130 |
| Figura 4.46 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Dezembro e Janeiro. | 131 |
| Figura 4.47 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Fevereiro. | 132 |

LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|--------------------|
| Tabela 3.1 - Classificação de acordo com o índice SPI. | 31 |
| Tabela 4.1 - Relação de anos chuvosos e secos para A1. | 69 |
| Tabela 4.2 - Relação de anos chuvosos e secos para A2. | 70 |
| Tabela 4.3 - Relação de anos chuvosos e secos para A1 com valores extremos do índice extratropical. | 121 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|-------|---|
| A1 | Área 1 - Sul (33,75°S–23,75°S, 61,25°W–51,25°W) |
| A2 | Área 2 - Centro-Oeste (21,25°S–11,25°S, 61,25°W–51,25°W) |
| AMO | Oscilação Multidecadal do Atlântico |
| CBM | Confluência Brasil-Malvinas |
| CLA | Camada Limite Atmosférica |
| ECMWF | <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> |
| ENOS | El Niño Oscilação Sul |
| EOF | Funções Ortogonais Empíricas |
| GPCP | <i>Global Precipitation Climatology Project</i> |
| HS | Hemisfério Sul |
| HN | Hemisfério Norte |
| IOD | Dipolo do Oceano Índico |
| IPO | Oscilação Interdecadal do Pacífico |
| NAO | Oscilação do Atlântico Norte |
| OMJ | Oscilação de Madden-Julian |
| ONI | Índice Oceânico Niño |
| PSA | Padrão Pacífico-América do Sul |
| ROLE | Radiação de Onda Longa Emergente |
| SAM | Modo Anular Sul |
| SPI | Índice de Precipitação Padronizado |
| SVD | Decomposição em Valores Singulares |
| TSM | Temperatura da superfície do mar |

| | |
|------|--|
| TPI | Índice Tripolo para a Oscilação Interdecadal do Pacífico |
| ZCAS | Zona de Convergência do Atlântico Sul |
| ZCIT | Zona de Convergência Intertropical |
| ZCPS | Zona de Convergência do Pacífico Sul |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. Objetivos..... | 6 |
| 1.1.1. Objetivo geral | 6 |
| 1.1.2. Objetivos específicos | 6 |
| 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 7 |
| 2.1 Processos atmosféricos e oceânicos e a geração de anomalias de TSM | 7 |
| 2.2. Influência da TSM na circulação atmosférica - América do Sul..... | 10 |
| 2.3. Disponibilidade de chuva e agricultura no Brasil..... | 19 |
| 3 DADOS E METODOLOGIA | 22 |
| 3.1. Dados..... | 22 |
| 3.1.1. Análises: TSM, ROLE e Precipitação..... | 22 |
| 3.1.2. Reanálise (CFSR)..... | 23 |
| 3.2. Metodologia..... | 24 |
| 3.2.1. Delimitação das áreas de estudo e períodos importantes | 24 |
| 3.2.2. Aplicação de SVD para outras variáveis..... | 27 |
| 3.2.3. Correlação em fase e defasada da precipitação em áreas do Sul e Centro-Oeste do Brasil com outras variáveis atmosféricas e oceânicas | 28 |
| 3.2.4. Anomalias e extremos de precipitação nas áreas pelo índice SPI..... | 28 |
| 3.2.5. Compostos dos meses (precipitação e variáveis atmosféricas e oceânicas) | 31 |
| 3.2.6. Identificação de áreas nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul e análises de correlação..... | 33 |
| 3.2.7. Análise dos processos físicos associados..... | 34 |
| 3.2.8. Diagrama de Hovmöller | 35 |
| 3.2.9. Identificação de índices oceânicos | 36 |
| 4 RESULTADOS | 37 |
| 4.1. Padrões atmosféricos e oceânicos relacionados à precipitação sobre a América do Sul | 37 |

| | | |
|--------------------------|--|-----|
| 4.1.1. | Precipitação sobre a América do Sul e TSM | 37 |
| 4.1.1.1. | Oceano Pacífico | 37 |
| 4.1.1.2. | Oceano Atlântico | 40 |
| 4.1.2. | Delimitação das áreas de estudo baseada nas análises de SVD entre precipitação e TSM e nas regiões de cultivos agrícolas | 44 |
| 4.1.3. | Precipitação sobre a América do Sul e campos de pressão | 45 |
| 4.1.3.1. | Oceano Pacífico | 46 |
| 4.1.3.2. | Oceano Atlântico | 47 |
| 4.1.4. | Precipitação sobre a América do Sul e correntes oceânicas | 49 |
| 4.1.4.1. | Oceano Pacífico | 49 |
| 4.1.4.2. | Oceano Atlântico | 52 |
| 4.1.5. | Correlação entre precipitação nas áreas de estudo e variáveis atmosféricas e oceânicas | 55 |
| 4.1.5.1. | Precipitação e TSM..... | 55 |
| A) A1..... | | 55 |
| B) A2..... | | 58 |
| 4.1.5.2. | Precipitação e ROLE | 60 |
| A) A1..... | | 60 |
| B) A2..... | | 62 |
| 4.1.5.3. | Precipitação e Altura Geopotencial | 64 |
| A) A1..... | | 64 |
| B) A2..... | | 66 |
| 4.2. | Extremos de precipitação no Sul e Centro-Oeste do Brasil | 67 |
| 4.2.1. | Casos chuvosos e secos em A1 | 71 |
| 4.2.1.1. | Condições atmosféricas e oceânicas..... | 73 |
| 4.2.1.2. | Fluxo de Umidade sobre a América do Sul..... | 87 |
| 4.2.2. | Casos chuvosos e secos em A2 | 90 |
| 4.2.2.1. | Condições atmosféricas e oceânicas..... | 92 |
| 4.2.2.2. | Fluxo de umidade sobre a América do Sul..... | 97 |
| 4.2.3. | A origem das anomalias de TSM..... | 99 |
| 4.2.3.1. | Forçantes atmosféricas | 99 |
| 4.2.3.2. | Forçantes oceânicas - Correntes | 103 |
| A) Oceano Pacífico..... | | 103 |
| B) Oceano Atlântico..... | | 109 |

| | |
|---|-----|
| 4.2.4. Estudos em relação aos casos de ENOS | 113 |
| 4.3. Índices oceânicos..... | 116 |
| 4.3.1. Oceano Pacífico | 116 |
| 4.3.1.1. Relação entre o índice e extremos chuvosos e secos em A1..... | 119 |
| 4.3.1.2. Influência do índice na precipitação – análise com defasagem | 123 |
| 4.3.2. Oceano Atlântico | 126 |
| 4.3.2.1. Influência do índice na precipitação – análise com defasagem | 127 |
| 4.3.2.2. Importância do índice em relação a extremos de precipitação em A1 e o Índice do Pacífico | 129 |
| 5 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO..... | 134 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 140 |
| APÊNDICE A – FIGURAS E TABELAS COMPLEMENTARES | 157 |

1 INTRODUÇÃO

Os oceanos cobrem a maior parte da superfície do planeta e, devido à alta capacidade térmica e circulação, são capazes de absorver, armazenar e transportar calor (RAHMSTORF, 2002). Através da circulação oceânica, esta energia é distribuída entre as diferentes latitudes e profundidades, modulando a configuração da camada superficial dos oceanos, incluindo a temperatura (GARRISON, 2012). A temperatura da superfície do mar (TSM) é uma forçante indispensável para variações no clima, e a interação entre o oceano e a atmosfera interfere na temperatura e precipitação sobre os continentes (BJERKNES, 1969; LAU, 1997; CLARKE et al., 2001). Os oceanos possuem, assim, um papel extremamente importante para o clima da terra (GARRISON, 2012).

O regime de chuvas de cada região depende do clima local, cuja variabilidade está relacionada a fatores locais ou remotos, em escalas de tempo e espaço variadas (BJERKNES, 1969; GRIMM, 2009; REBOITA et al., 2010; CAVALCANTI, 2012). Diversos setores – como, por exemplo, geração de energia, agropecuária, indústria, comércio – são afetados pelo regime de chuvas. A agricultura está entre os principais pilares da economia mundial, compreendendo um sistema dinâmico que responde a flutuações do tempo e do clima.

Assim como nas demais regiões do globo, a produtividade agrícola no Brasil depende de condições de tempo e clima adequadas para o desenvolvimento da planta e viabilidade das técnicas agrícolas. Eventos extremos de falta ou excesso de chuva, por exemplo, causam prejuízos e perdas em lavouras, gerando consequências econômicas e sociais. Dessa maneira, estudos sobre os fatores oceânicos e climáticos associados a variações na precipitação dessas regiões são importantes para o planejamento agrícola (PODESTÁ et al., 2002).

Grande parte do cultivo de grãos no Brasil concentra-se nas regiões Sul e Centro-Oeste do país. Desde 2012 a região Centro-Oeste lidera a produção de milho no Brasil, e em 2015 o estado do Rio Grande do Sul sozinho foi responsável por 70,6% da produção nacional de arroz em casca (IBGE, 2015). No entanto, essas duas regiões agrícolas possuem um regime de chuvas distinto. A região Centro-Oeste do Brasil possui um verão chuvoso e um inverno mais seco, sendo que a porção norte desta região recebe influência dos sistemas que atuam sobre a região amazônica, e a porção sul sofre ação de sistemas extratropicais, como a passagem de frentes (ALVES, 2009). Diferente do Centro e Sudeste do Brasil, que apresentam uma estação chuvosa e outra seca bem definidas, a região Sul do país possui um regime de chuvas mais uniforme ao longo do ano (DIAZ et al., 1998), dominado pela passagem de frentes frias, ciclones e sistemas convectivos de mesoescala (DIAS; DA SILVA, 2009), com chuvas mais intensas no inverno no sul dessa região (GRIMM, 2009).

Apesar de se ter uma climatologia conhecida sobre a variabilidade de chuvas em cada região, existem diversos processos com escalas diferentes que afetam a média mensal e contribuem para a geração de anomalias. Muitos desses eventos são associados a variáveis externas (como anomalias de TSM) que contribuem para anos mais chuvosos ou mais secos do que o normal. Anomalias de TSM são importantes forçantes para variações na circulação atmosférica que irão afetar a precipitação sobre regiões continentais, de maneira que um maior entendimento sobre tais configurações é necessário para se ter um melhor planejamento e manejo pelos setores afetados pela variabilidade de chuvas.

A ocorrência de extremos de precipitação pode estar associada a diferentes modos de variabilidade climática. Alguns desses modos são decorrentes de anomalias em certas regiões que afetam o tempo e o clima de locais distantes através de teleconexões (BJERKNES, 1969). Teleconexões são conexões a distância, ou seja, quando anomalias em determinadas regiões contribuem

para a geração de anomalias em regiões remotas (MO; WHITE, 1985); anomalias persistentes de determinada variável (pressão, TSM, etc.) em uma região podem dar origem a padrões de variabilidade de baixa frequência, afetando a circulação atmosférica e interferindo no tempo e clima de regiões distantes (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009).

Dentre os padrões estudados, o mais conhecido é o El Niño Oscilação Sul (ENOS). A anomalia atmosférica (Oscilação Sul) deste fenômeno está relacionada com o deslocamento da célula de Walker, afetando diretamente a região norte da América do Sul - região amazônica e Nordeste do Brasil - a partir da variação dos centros de convecção e subsidência; e também com o surgimento de trens de onda a partir de convecção anômala na região tropical, afetando indiretamente o sudeste da América do Sul - região Sul do Brasil (GRIMM et al., 2000; GRIMM; TEDESCHI, 2009; MARTÍN-GÓMEZ; BARREIRO, 2016; TEDESCHI et al., 2015). Além do ENOS, o padrão Pacífico-América do Sul (PSA), por exemplo, também contribui para alterações na circulação atmosférica (MO; GHIL, 1987) a partir de convecção anômala gerada por forte aquecimento na região da Indonésia e Pacífico Oeste. Este padrão interfere no regime de chuvas sobre a América do Sul e é capaz de alterar o posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; CARVALHO et al., 2011).

A América do Sul é influenciada por diferentes padrões de teleconexões que interferem na variabilidade climática e precipitação. O padrão pode ser associado ao desprendimento de trens de ondas de Rossby que se desenvolvem entre os trópicos e extratropicais e implicam em centros de circulação anômala sobre o continente. O desenvolvimento dessas ondas gera áreas intercaladas de baixa e alta pressão na atmosfera, favorecendo ou dificultando a convecção, respectivamente (SHIMIZU; CAVALCANTI, 2011). Estes padrões manifestam-se como diferentes modos de variabilidade e geram respostas em regiões remotas em função da anomalia que apresentam (HOREL; WALLACE, 1981; VERA et al., 2004; TEDESCHI et al., 2013; 2015).

Muito do que se utiliza para a previsão climática para o sudeste da América do Sul, que compreende também a região Sul do Brasil, conta com as condições no Oceano Pacífico (BARREIRO, 2010), principalmente relacionadas a anomalias de TSM na região tropical. Contudo, influências dos oceanos Atlântico e Índico na precipitação sobre a América do Sul também foram verificadas em alguns estudos (DOYLE; BARROS, 2002; TASCHETTO; AMBRIZZI, 2012; CHAN et al., 2008). O Dipolo do Oceano Índico (IOD), por exemplo, é caracterizado por variações no gradiente zonal de TSM, também gerando alterações na célula de Walker e anomalias de temperatura e precipitação sobre a América do Sul (SAJI et al., 2005; CHAN et al., 2008). O Modo Anular Sul (SAM) também está entre os modos dominantes no Hemisfério Sul (HS); suas fases consistem em anomalias de pressão entre as regiões polares e latitudes médias geradas a partir do enfraquecimento ou intensificação do vórtice polar (THOMPSON et al., 2000). Esse modo influencia a variabilidade de precipitação sobre o sudeste do Brasil (SILVESTRI; VERA, 2003; REBOITA et al., 2009; VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010).

Eventos de El Niño e La Niña são os mais conhecidos entre os agricultores do Brasil, os quais contam principalmente com informação sobre a fase deste fenômeno para planejamento de um ano mais seco ou mais chuvoso. No entanto, as regiões extratropicais dos oceanos também podem se mostrar importantes para a variabilidade climática sobre a América do Sul. Outras configurações de variabilidade foram observadas também para a região extratropical do Pacífico, como o TPI (Índice Tripolo para a Oscilação Interdecadal do Pacífico – IPO) (HENLEY et al., 2015), que representa um padrão tripolo sobre todo o Oceano Pacífico calculado a partir de centros de anomalias de TSM em três regiões diferentes. Essas configurações têm sido observadas em padrões de variabilidade interanual, como em Tedeschi et al. (2013). O TPI é baseado na variação decadal de TSM associada ao IPO e apresentou maior variância em escala decadal do que em escalas de tempo menores, o que o difere dos índices do ENOS (HENLEY et al., 2015).

Previsões numéricas com modelos globais e regionais têm sido feitas sazonalmente para a América do Sul no CPTEC/INPE (<http://clima1.cptec.inpe.br/gpc/pt>). Entretanto, os modelos ainda apresentam erros, principalmente para a região sudeste do Brasil (MARENGO et al., 2003). Dados de TSM são utilizados para previsão em modelos atmosféricos, e são extremamente importantes na interação entre o oceano e a atmosfera em modelos acoplados. Assim, para garantia de previsões de qualidade para a América do Sul, é importante também se ter disponíveis ferramentas adicionais, como índices e identificação de padrões oceânicos e atmosféricos, para complementar a previsão. Torna-se então necessária uma maior compreensão da influência das anomalias de TSM dos oceanos sobre a circulação atmosférica bem como os processos associados às suas gerações.

Assim como os oceanos tropicais, as regiões extratropicais dos oceanos Pacífico e Atlântico também se mostram importantes na caracterização do regime de chuvas sobre o continente (DIAZ et al., 1998; BARROS; SILVESTRI, 2002; PAMPUCH et al., 2016). No entanto, existem ainda poucos estudos sobre anomalias nas regiões extratropicais dos oceanos, principalmente direcionados para a precipitação sobre a América do Sul e, mais especificamente, o Brasil (PEZZI; SOUZA, 2009). O estudo dos processos de interação entre o oceano e a atmosfera nas regiões extratropicais é importante para se entender como estas regiões afetam o tempo e o clima, uma vez que esses processos diferem daqueles que ocorrem nas regiões tropicais. Portanto, este trabalho tem como foco o estudo em escala mensal de anomalias de TSM nas regiões extratropicais dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul, e suas influências no regime de chuvas sobre áreas agrícolas do Brasil, buscando encontrar uma ferramenta para melhorar o monitoramento climático e garantir um melhor planejamento agrícola sobre algumas regiões do Brasil.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral

Identificar os padrões de anomalias de TSM nas regiões extratropicais (sul de 15°S) dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul e as anomalias na circulação atmosférica que podem influenciar áreas agrícolas do Brasil.

1.1.2. Objetivos específicos

- a) Analisar casos extremos de precipitação em duas áreas agrícolas do Brasil;
- b) Verificar a relação entre correntes oceânicas do Pacífico Sul e Atlântico Sul e anomalias de TSM;
- c) Verificar a relação entre anomalias de TSM nos oceanos e as anomalias na circulação atmosférica;
- d) Avaliar o impacto das anomalias da circulação atmosférica em duas áreas agrícolas do Brasil;
- e) Estabelecer índices oceânicos para monitorar a precipitação nas 2 áreas agrícolas.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Processos atmosféricos e oceânicos e a geração de anomalias de TSM

A TSM é uma importante forçante climática, e o melhor entendimento sobre o seu padrão de distribuição depende de estudos envolvendo a interação entre o oceano e a atmosfera. As correntes oceânicas influenciam nos padrões de TSM nos oceanos (BJERKNES, 1964; BROECKER, 1992, 1997) assim como fenômenos atmosféricos também contribuem para a geração de anomalias de TSM, através de variáveis como vento, pressão, radiação e nebulosidade (SERVAIN; LEGLER, 1986; NOBRE; SHUKLA, 1996).

A influência da TSM para o clima em diferentes regiões já é bem conhecida; no entanto, pouco se sabe sobre os processos oceânicos envolvidos na caracterização da TSM e que irão interferir nos padrões climáticos globais. Nesse aspecto, as correntes oceânicas são feições extremamente importantes pois contribuem para o transporte de calor, salinidade, nutrientes e outras propriedades entre diversas regiões oceânicas, interligando os diferentes oceanos e afetando o clima na terra (BROECKER, 1997; CLARKE et al., 2001; RAHMSTORF, 2002).

O movimento da água do mar pode ser gerado pela circulação atmosférica (correntes superficiais), onde energia é transferida da atmosfera para o oceano através dos ventos (PETERSON; STRAMMA, 1991); ou por variações na densidade da água (circulação termohalina), devido aos gradientes de temperatura e salinidade (BROECKER, 1992). Ocorrências de anomalias de TSM intensas e bem localizadas, capazes de afetar o padrão de circulação na atmosfera, podem ser indicativas de que alguma corrente oceânica se desviou de seu percurso por um certo tempo, ou está mais forte ou mais fraca do que o normal (BJERKNES, 1964; SILVEIRA; PEZZI, 2014).

Os giros subtropicais presentes nos oceanos de cada hemisfério, onde a energia provém principalmente dos ventos alísios e ventos de oeste, possuem grande importância para as trocas de calor entre as latitudes (PETTERSON; STRAMMA, 1991; CLARKE et al., 2001; PEZZI; SOUZA, 2009). As correntes de fronteira oeste transportam calor dos trópicos para as latitudes médias e, em períodos de inverno, essas águas mais aquecidas a leste dos continentes (os quais encontram-se mais frios) contribuem para aumento da baroclinia, alimentando as *storm tracks*, e contribuindo para a advecção de calor para o continente (BROECKER, 1997; HU et al., 2015; SEAGER; SIMPSON, 2016).

Padrões de variabilidade também sofrem influência da circulação oceânica superficial (BJERKNES, 1964; KUSHNIR et al., 2002), como é o caso da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO). Em sua fase negativa, as correntes oceânicas do Atlântico Norte estão mais fracas do que o normal, e menos calor é levado dos trópicos até latitudes mais altas, resultando em estações mais frias no Hemisfério Norte (HN); em sua fase positiva, o giro subtropical encontra-se mais intenso, contribuindo para padrões positivos de anomalias de TSM (DELWORTH; MANN, 2000; MCCARTHY et al, 2015).

A atuação dos ventos sobre a superfície do mar causa o movimento da água até uma certa profundidade, e este vai sendo defletido pelo efeito de Coriolis apresentando um transporte resultante a 90° (para a esquerda no HS e direita no HN) da direção do vento, chamado de transporte de Ekman (PRICE et al., 1987). Associado a ele existe também o fenômeno de ressurgência, que ocorre em certas regiões costeiras e no Equador e contribui para que águas mais frias e profundas atinjam camadas superficiais no oceano (RAHMSTORF, 2002). Isto é visto próximo à costa do Oceano Atlântico Sudoeste, onde a ocorrência de águas mais frias em superfície encontram-se associadas a processos de ressurgência (PETTERSON; STRAMMA, 1991; SILVEIRA; PEZZI, 2014).

Anomalias de TSM podem ser estudadas através da tensão de cisalhamento do vento (SERVAIN; LEGLER, 1986; NOBRE; SHUKLA, 1996). O trabalho

desenvolvido por Servain e Legler (1986) evidenciou ocorrência de resfriamento (aquecimento) anômalo na região do Golfo da Guiné após enfraquecimento (intensificação) da tensão de cisalhamento do vento causado pelos ventos alísios (de nordeste e de sudeste) na região do Oceano Atlântico tropical. Kushnir (1994), em estudo sobre o Atlântico Norte, traz evidências de que anomalias de TSM com escalas de tempo interanual apresentam relação local com os ventos em superfície; no entanto variações em escala interdecadal devem estar associadas também à interação com a circulação oceânica.

Da mesma forma que a radiação solar é responsável pelo aquecimento da superfície, o aumento de nebulosidade impede que ocorra um maior aquecimento sobre certas regiões oceânicas. Durante os meses de verão no HS ocorre a formação da ZCAS sobre o sudeste da América do Sul, uma intensa convecção associada à convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, que possui dentre as principais fontes o fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico (LIEBMANN et al., 1999; BARROS et al., 2000; HERDIES et al., 2002; QUADRO et al., 2012). Experimentos com modelo de circulação oceânica mostraram que a intensificação da ZCAS gera resfriamento da superfície oceânica abaixo, uma vez que reduz a incidência de radiação solar, contribuindo para anomalias negativas de TSM (CHAVES; NOBRE, 2004). Além disso, durante eventos de forte atuação da ZCAS, o processo de ressurgência no oceano também contribui para resfriamento da superfície do mar (CHAVES; NOBRE, 2004).

O Oceano Atlântico Sudoeste é uma importante região de formação e passagem de sistemas frontais, além de ser influenciada pelo encontro de águas com propriedades distintas, podendo afetar o tempo e o clima da América do Sul, sobretudo do Brasil (PEZZI; SOUZA, 2009; SILVEIRA; PEZZI, 2014). Nesta região, próximo à costa da América do Sul, encontra-se a Confluência Brasil-Malvinas – CBM (GORDON, 1989), local de encontro da Corrente do Brasil (quente e salina) com a Corrente das Malvinas (fria e menos

salina). Anomalias negativas de TSM nessa região estiveram associadas a fluxo de água fria em direção ao norte, descarga do rio da Prata e processos de ressurgência; e anomalias positivas de TSM foram associadas à extensão da Corrente do Brasil para sul, alterações nas taxas de descarga do rio da Prata e interações na interface oceano-atmosfera (SILVEIRA; PEZZI, 2014).

Ao contrário de anomalias atmosféricas, anomalias de TSM representam variações no conteúdo de calor de uma camada oceânica superficial bem misturada, sendo capazes de persistir por longos períodos de tempo (KUSHNIR et al., 2002). Além disso, os processos se diferem em regiões tropicais e extratropicais. A resposta a anomalias de TSM a partir da interação entre o oceano e a atmosfera nas regiões extratropicais ocorre em escalas de tempo menores, sendo interessante estudos com escalas menores do que a sazonal, por exemplo, para analisar sua influência (CIASTO; THOMPSON, 2004). Anomalias de TSM em regiões extratropicais são forçadas por fluxos, temperatura do ar, vento e umidade em superfície, e podem apresentar grande importância para a previsão climática (FRANKIGNOUL; REYNOLDS, 1983; JUNGE; HAINE, 2001; KUSHNIR et al., 2002; SILVEIRA; PEZZI, 2014).

2.2. Influência da TSM na circulação atmosférica - América do Sul

A TSM é uma forçante indispensável no estudo de alteração do regime de chuvas associado a fatores remotos. No HS existem diferentes configurações de teleconexões; modos de variabilidade como o ENOS, PSA, SAM e Oscilação de Madden-Julian (OMJ) são algumas das configurações que interferem nas condições atmosféricas da América do Sul (MO; WHITE, 1985; DIAZ et al., 1998; COELHO et al., 2002; SILVESTRI; VERA, 2003; JONES et al., 2004; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; BARROS et al., 2008; GRIMM; TEDESCHI, 2009; REBOITA et al., 2009; VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010; CARVALHO et al., 2011; ALVAREZ et al., 2016). Apesar de anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais compreenderem um importante mecanismo para a variabilidade de precipitação sobre o sudeste da

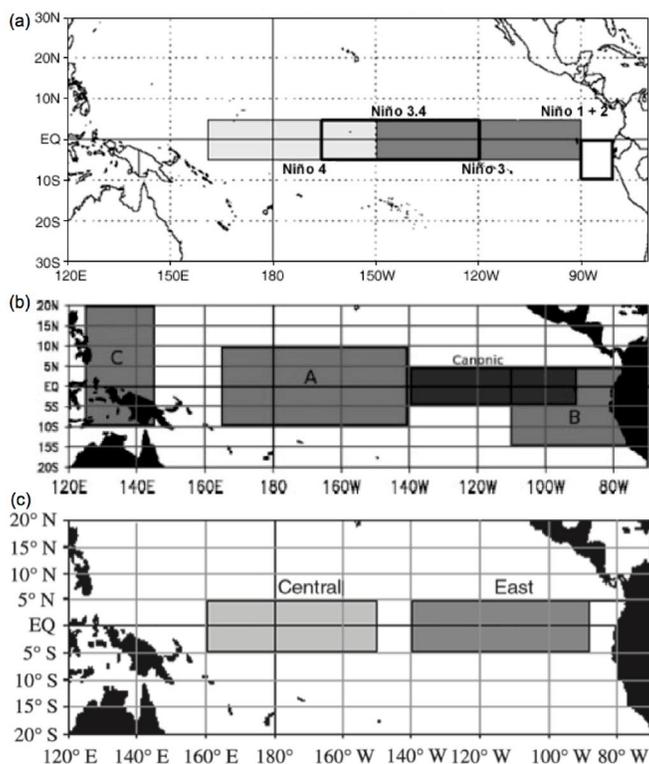
América do Sul (SEAGER et al., 2010), esta é afetada por anomalias nos diferentes oceanos e latitudes (DIAZ et al., 1998; UVO et al., 1998; BARROS et al., 2000; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; CHAN et al., 2008; DRUMOND; AMBRIZZI, 2008).

O fenômeno climático ENOS é responsável pela alteração do regime de chuvas em diversos países, principalmente na América do Sul (DIAZ et al., 1998; COELHO et al., 2002; BARROS et al., 2008; GRIMM; TEDESCHI, 2009), afetando o manejo de diversos setores. O seu impacto na precipitação ocorre de maneira diferente sobre as regiões do Brasil, e depende do sinal em que este se encontra; a fase quente (El Niño) é conhecida por contribuir para aumento na precipitação sobre o sudeste da América do Sul (GRIMM et al., 1998; 2000; BARROS et al., 2008; ZHOU; LAU, 2001; BARREIRO, 2010) e escassez de chuvas no Nordeste do Brasil (KOUSKY et al., 1984; ZHOU; LAU, 2001). Porém, existem diferentes índices associados a este fenômeno em função da configuração de anomalias de TSM na região equatorial do Pacífico, os quais apresentam respostas distintas na precipitação sobre a América do Sul (GRIMM et al., 1998; ASHOK et al., 2007; WENG et al., 2007; BARROS et al., 2008; TEDESCHI et al., 2013; 2015).

Dentre os índices para o ENOS (Figura 2.1), encontram-se: Niño 3 e 3.4, calculados a partir da média de anomalias de TSM nestas regiões do Pacífico Equatorial (GRIMM et al., 1998; BARROS et al., 2008); ENOS Central e Leste, quando há fortes anomalias de TSM no Pacífico central e leste, respectivamente (TEDESCHI et al., 2015); ENOS Canônico, que leva em consideração a anomalia de TSM na região leste do Pacífico equatorial mostrada na Fig. 2.1.b (TEDESCHI et al., 2013) e compreende uma sub-região do Niño 3 (Fig. 2.1.a); ENOS Modoki, que considera regiões de tripolo de anomalias de TSM sobre o Pacífico tropical e é obtido a partir da diferença de anomalias de TSM da região mais central (A) com as regiões a sudeste (B) e noroeste (C) desta, como visto na Fig. 2.1.b (ASHOK et al., 2007; WENG et al., 2007); e ainda Modoki+A, utilizado para ENOS Modoki com fortes anomalias

na área A do índice (TEDESCHI et al., 2013). Casos de El Niño (La Niña) Canônico(a) se mostraram associados ao aumento (redução) de chuvas na região da Bacia La Plata e redução (aumento) de chuvas no norte de América do Sul, enquanto que os casos de Modoki+A não apresentaram tais influências (TEDESCHI et al., 2013) e em algumas estações do ano as anomalias são opostas ao ENOS Canônico.

Figura 2.1 - Áreas dos diferentes índices para o ENOS.



(a) Niño 3.4; (b) Canônico e Modoki; (c) Central e Leste.

Fonte: NOAA/NCEP/CPC; Tedeschi et al. (2013); Tedeschi et al. (2015).

A influência remota do ENOS e do SAM também podem estar associados a anomalias de TSM na região da CBM, devido à frequência de suas fases (SILVEIRA; PEZZI, 2014). Como mencionado anteriormente, a CBM é uma região dinamicamente importante, caracterizada por contraste de massas d'água que faz com que o local seja dominado por vórtices e meandros, e

gradientes de momentum e de calor, afetando a atmosfera através de fluxos verticais (PEZZI; SOUZA, 2009). Pezzi et al. (2005) verificaram que a presença de águas mais quentes ao norte da CBM torna a Camada Limite Atmosférica (CLA) mais instável e turbulenta, o que diminui o cisalhamento vertical do vento, havendo neste caso intensificação dos ventos próximo à superfície do mar; já ao sul da CBM, sobre águas mais frias, os ventos ficam mais fracos.

O modo de variabilidade PSA também contribui para anomalias na circulação atmosférica e precipitação sobre a América do Sul, em função de um trem de ondas que se propaga sobre latitudes médias e altas, podendo ser associado a anomalias de TSM relacionadas ao ENOS (NÓGUES-PAEGLE; MO, 2002; CARVALHO et al., 2011). Essas anomalias contribuem para a ocorrência de um dipolo de precipitação sobre o sudeste da América do Sul e para a formação da ZCAS (MO; NÓGUES-PAEGLE, 2001; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; CARVALHO et al., 2011).

Com origem na região tropical, a OMJ corresponde a um modo de variabilidade de escala intrassazonal (30-60 dias), caracterizado por uma célula de circulação zonal sobre a região equatorial que se propaga para leste com centros de convecção e de subsidência (MADDEN; JULIAN, 1971; KAYANO et al., 2002; JONES et al., 2004). Este fenômeno afeta regiões da América do Sul dependendo da fase em que se encontrar, apresentando grande impacto sobre o Nordeste brasileiro durante o verão (KAYANO; KOUSKY, 1999). Durante períodos ativos, a OMJ contribui para maior frequência de extremos no leste da América do Sul (JONES et al., 2004). Além da influência zonal, o aquecimento anômalo associado à OMJ favorece a propagação de ondas de Rossby, podendo influenciar na intensidade da ZCAS (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; ALVAREZ et al., 2016).

A América do Sul também recebe influência do SAM (GILLET et al., 2006; SILVESTRI; VERA, 2009; VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010). Durante a sua fase positiva (anomalia negativa de altura geopotencial sobre o polo e

positiva sobre as latitudes médias) (THOMPSON et al., 2000), o padrão é associado a aumento de precipitação sobre o sudeste do Brasil uma vez que interfere no trem de ondas do tipo PSA e contribui para intensificação dos centros de anomalia de circulação sobre a região (VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010). Estudos também mostram que a chuva na região sudeste da América do Sul (sul do Brasil e Argentina) varia em função da anomalia anticiclônica desenvolvida sobre o Oceano Atlântico durante a fase positiva do SAM, a qual interfere na advecção de umidade sobre o continente (SILVESTRI; VERA, 2009).

Padrões no Oceano Índico também influenciam remotamente regiões da América do Sul. O trabalho desenvolvido por Chan et al. (2008) mostra que a fase positiva do Dipolo do Oceano Índico (IOD) está associada a um dipolo de precipitação com aumento de chuva sobre a bacia La Plata e redução de chuva sobre o centro do Brasil na primavera do HS. Na sua fase positiva, o Oceano Índico apresenta anomalia de TSM positiva no oeste próximo à África e negativa no leste próximo à Sumatra (SAJI et al., 1999). A propagação de um trem de ondas de Rossby contribui para intensificação do anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul, o que favorece divergência de umidade no centro do Brasil e convergência na região subtropical da Bacia La Plata (CHAN et al., 2008).

Determinadas regiões podem responder a um modo de variabilidade isoladamente, ou então mais de um modo é capaz de atuar sobre a região, o que faz com que os sinais sejam intensificados ou amenizados (DIAZ et al., 1998; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010; MARTÍN-GÓMEZ; BARREIRO, 2016). Anomalias de TSM em diferentes regiões oceânicas podem interagir e influenciar a precipitação sobre a América do Sul (DIAZ et al., 1998; MARTÍN-GÓMEZ; BARREIRO, 2016). Fenômenos como o Dipolo do Oceano Índico e a variabilidade no Oceano Atlântico Norte tropical interagem entre eles e interferem no sinal do ENOS, variando com o

tempo e afetando o regime de chuvas na América do Sul (MARTÍN-GÓMEZ; BARREIRO, 2016).

O Oceano Pacífico apresenta, além dos diferentes padrões de TSM que o caracteriza por dar origem a diversos modos de variabilidade, um sistema convectivo (Zona de Convergência do Pacífico Sul - ZCPS) que afeta o padrão de circulação em uma escala global. A ZCPS compreende uma extensa faixa convectiva do oeste até a porção central do Oceano Pacífico, e varia de posição de acordo com a fase do ENOS e do IPO (FOLLAND et al., 2002). Segundo o trabalho de Diaz et al. (1998), anomalias de precipitação sobre o Rio Grande do Sul e Uruguai podem estar associadas à presença da ZCPS. A convecção na ZCPS contribui para anomalias na circulação atmosférica, com intensificação do cavado sobre o sudeste da América do Sul (GRIMM; SILVA DIAS, 1995) e aumento da convecção na ZCAS (CASARIN; KOUSKY, 1986). Foi verificado que anomalias positivas (negativas) de TSM na região da ZCPS ocorreram juntamente com períodos secos (chuvosos) no estado do Rio Grande do Sul, no Brasil (DIAZ et al., 1998).

Um novo índice foi desenvolvido (HENLEY et al., 2015) para o Oceano Pacífico (índice TPI) para detectar variações na TSM, as quais podem modificar a amplitude do sinal do ENOS, por exemplo. Apesar do índice TPI ser baseado na variação decadal de TSM, o padrão de tripolo é também observado em escala interanual, semelhante ao padrão bumerangue (TEDESCHI et al., 2013), e considera também as regiões extratropicais do Oceano Pacífico como importantes centros de anomalias de TSM.

Juntamente com o ENOS, a TSM no Oceano Atlântico se mostra importante para a precipitação sobre a América do Sul (DIAZ et al., 1998; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; BARREIRO, 2010; BOMBARDI; CARVALHO, 2011). Um dipolo de anomalias de TSM no Atlântico Norte e Sul tropicais apresentou influência sobre precipitação no centro e sudeste da América do Sul do Brasil para anos de El Niño e La Niña; sendo que sobre o Nordeste do Brasil, em

anos de La Niña, apresentou maior influência do que o Pacífico (PEZZI; CAVALCANTI, 2001). Além disso, o sinal atmosférico do ENOS apresenta relação com o Atlântico Sul; durante anos de El Niño (La Niña), devido aos fluxos de calor em superfície, ocorre aquecimento (resfriamento) das águas próximo à costa do Brasil e Uruguai, e essas águas mais aquecidas (frias) também interferem de volta a atmosfera e o distúrbio gerado pelo ENOS, gerando um processo de feedback (BARREIRO, 2010).

Variações interanuais no dipolo de anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul se mostraram importantes para o sistema de monção da América do Sul; anomalia de TSM negativa (positiva) na região tropical e positiva (negativa) na região extratropical contribuíram para verões mais chuvosos (secos) no Sudeste e mais secos (chuvosos) no Nordeste do Brasil, com mudanças também no período de início da monção (BOMBARDI; CARVALHO, 2011). Pampuch et al. (2016) verificaram que um possível tripolo de anomalias de TSM no Atlântico Sul pode influenciar a circulação atmosférica e precipitação sobre o Brasil. Anomalias positivas ou negativas de TSM e a presença de anticiclones ou ciclones contribuem para que o fluxo de umidade seja direcionado para regiões diferentes, favorecendo períodos mais secos ou chuvosos no Sudeste e Nordeste do Brasil.

A TSM no oeste do Oceano Atlântico Sul interfere na atividade da ZCAS no verão do HS, e este padrão de circulação atmosférica atua sobre o oceano havendo um processo de feedback positivo (DOYLE; BARROS, 2002). O aumento (redução) da precipitação no Sul do Brasil pode estar relacionado com anomalias de TSM positivas (negativas) no oceano adjacente, da mesma forma que essas anomalias no Oceano Atlântico Sul, que também interferem na atuação da ZCAS (BARROS et al., 2000).

Diaz et al. (1998) verificaram que tanto o Pacífico quanto o Atlântico sudoeste apresentam influência sobre a precipitação no Uruguai e no estado do Rio Grande do Sul, no Brasil, principalmente no fim da primavera e início do verão,

e fim do outono e início do inverno. Quando anomalias nos dois oceanos são consideradas simultaneamente, a precipitação em alguns casos é intensificada ou enfraquecida, podendo as anomalias de TSM no Atlântico serem também influenciadas pelo Pacífico, como foi visto por Barreiro (2010).

O regime de chuvas no Brasil recebe grande influência da ZCAS, sistema que atua sobre o país e parte do Oceano Atlântico, afetando principalmente o sudeste brasileiro. O processo de formação da ZCAS depende dos fluxos de umidade provenientes do Oceano Atlântico (LIEBMANN et al., 1999; HERDIES et al., 2002; QUADRO et al., 2012). No entanto, a sua posição e intensidade é função também de forçantes externas, como anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico Sul (BARROS et al., 2000; CHAVES; NOBRE, 2004; TASCHETTO; WAINER, 2008; PEZZI et al., 2016).

Barros et al. (2000) mostraram que anomalias positivas de TSM no Oceano Atlântico entre 20°S e 40°S estão associadas com o deslocamento da ZCAS para sul, e anomalias negativas com o deslocamento para norte; quando deslocada para sul, a ZCAS tende a ser mais fraca, e quando deslocada para norte, mais intensa. No entanto, quando a TSM do Atlântico Sul atua como forçante para o sistema, anomalias positivas de TSM tendem a intensificar a ZCAS e causar deslocamento para norte, enquanto que anomalias negativas tendem a enfraquecer (BARROS et al., 2000; CHAVES; NOBRE, 2004). Além da sua área de atuação, a ZCAS também interfere nas chuvas da região Sul do Brasil, onde o aumento (redução) de precipitação está associado a ZCAS mais fraca (intensa) e deslocada para sul (norte) (BARROS et al., 2000).

A variabilidade climática das regiões extratropicais está fortemente relacionada com a influência da atmosfera sobre o oceano; a porção extratropical dos oceanos interfere na circulação atmosférica, porém em proporções pequenas quando comparada com a variabilidade interna (KUSHNIR et al., 2002). Anomalias de TSM nas regiões extratropicais são controladas principalmente por fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera que ocorrem rapidamente,

mas que causam lentas variações no oceano superficial (FRANKIGNOUL; REYNOLDS, 1983; JUNGE; HAINE, 2001). A circulação atmosférica atua sobre o oceano, interferindo no campo de TSM; no entanto, anomalias de TSM irão, em retorno, afetar também a atmosfera, ocorrendo um processo de feedback (FRANKIGNOUL; REYNOLDS, 1983).

A circulação atmosférica atua como uma “ponte”, conectando anomalias de TSM de regiões tropicais com latitudes médias (LAU; NATH, 1996). Quando estudadas isoladamente, anomalias de TSM em latitudes médias podem não apresentar grande influência sobre a circulação atmosférica; no entanto, ao se considerar a interação entre o oceano e a atmosfera, que permite que a TSM de latitudes médias esteja conectada com possíveis eventos de anomalias na região tropical (como o fenômeno ENOS, por exemplo), o sinal de latitudes médias apresenta uma resposta importante na atmosfera de regiões extratropicais (LAU, 1997).

Os mecanismos físicos que ocorrem nas regiões extratropicais e que afetam o clima são diferentes dos processos existentes nas regiões tropicais (PEZZI; SOUZA, 2009). Nas regiões extratropicais, os sinais de anomalias de TSM são mais fracos do que nos trópicos (ENOS, por exemplo), e nessas regiões a atmosfera interfere no oceano em proporções maiores do que o oceano interfere na atmosfera (CIASTO; THOMPSON, 2004). Anomalias e gradientes de TSM interferem na estabilidade da CLA, gerando perturbações nos ventos em superfície (O’NEILL et al., 2003; PEZZI et al., 2005). A resposta atmosférica para anomalias de TSM nas regiões extratropicais é pequena, mas não negligenciável. Regiões oceânicas que apresentam fortes gradientes de temperatura (onde há encontro de águas com diferentes propriedades, como a CBM) contribuem para a geração de gradientes de momentum e fluxos verticais, afetando a CLA; são gerados, então, processos turbulentos que podem afetar processos de grande escala que, por sua vez, impactam o tempo e o clima no continente adjacente (PEZZI; SOUZA, 2009).

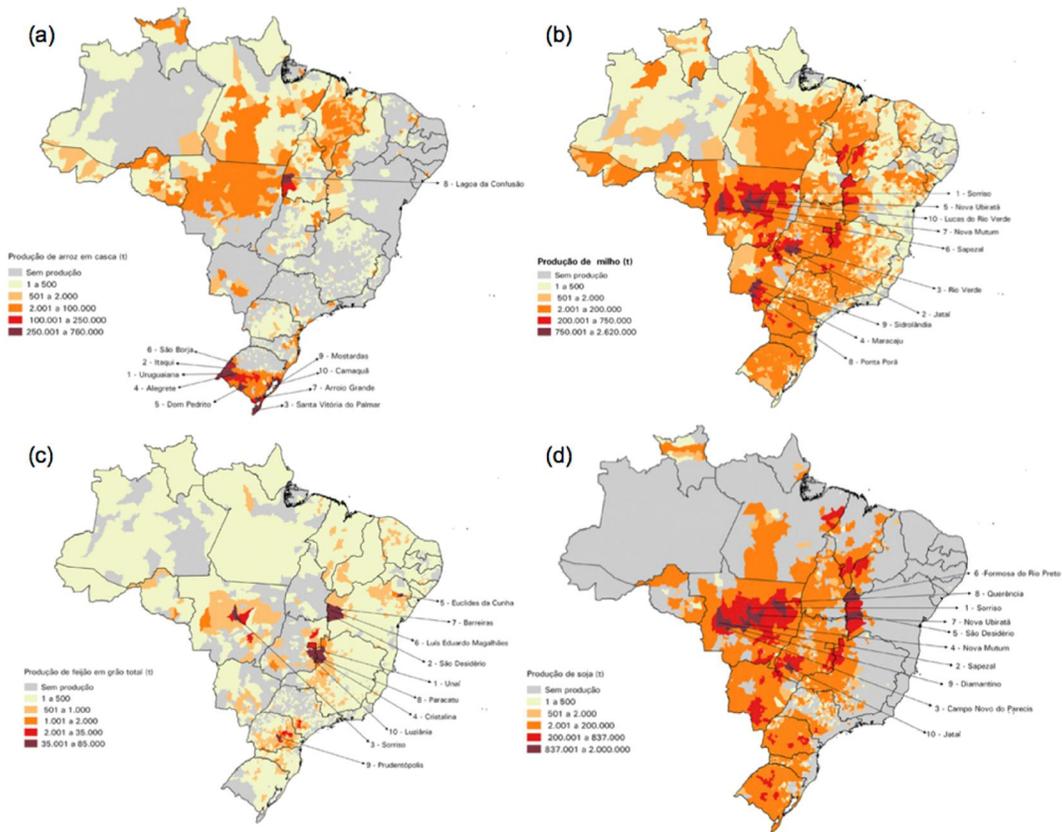
2.3. Disponibilidade de chuva e agricultura no Brasil

A agricultura no Brasil representa um setor extremamente importante para garantia de alimento e economia do país, além de ser fonte de renda de diversos produtores e trabalhadores rurais. Em 2015, a safra nacional de cereais, leguminosas e oleaginosas atingiu o recorde de 209,7 milhões de toneladas (IBGE, 2015). Dentre os produtos agrícolas produzidos no Brasil, muitos possuem grande importância econômica e são pauta de exportação, como a soja e o milho, e também apresentam relevância social uma vez que compõem a base da alimentação do brasileiro, como o arroz e o feijão. As principais culturas agrícolas do Brasil podem ser identificadas a partir da publicação de Produção Agrícola Municipal - PAM do IBGE (IBGE, 2015), representadas na Figura 2.2.

Culturas intensivas como milho, trigo e arroz, por exemplo, encontram-se concentradas em certas regiões, de maneira que eventos climáticos extremos sobre elas comprometem uma produção em grande escala, o que resulta em perdas consideráveis na produção agrícola mundial (D'AMOUR et al., 2016). De acordo com dados do IBGE (2015), a maior produção de milho e soja no Brasil em 2015 ocorreu na região Centro-Oeste do país, e a maior produção de arroz esteve concentrada na região Sul. Dessa maneira, as condições meteorológicas possuem importância local e também para a economia do Brasil, que depende destes centros de produção.

O sucesso das safras depende das condições meteorológicas durante o período de cultivo até a colheita, se estas foram favoráveis ou não para a produção de determinado produto. Em relação a 2014, a soja foi a cultura que apresentou maior aumento de produção, enquanto que culturas como o milho e o feijão foram mais afetadas devido, entre outros, a fatores climáticos (IBGE, 2015).

Figura 2.2 - Produção de cultivos agrícolas no Brasil em 2015.



Produção (em toneladas) de a) arroz em casca, b) milho, c) feijão em grão e d) soja em grão.

Fonte: IBGE (2015).

Para a região sul do Brasil as condições de precipitação durante o ano estão fortemente relacionadas com as fases do ENOS, como já mencionado acima; no entanto, apenas esse índice não se mostra suficiente para determinar os padrões de precipitação em certos períodos. Além disso, a posição das anomalias de TSM no Pacífico tropical afeta diferentemente as anomalias de precipitação sobre a América do Sul, como discutido em Tedeschi et al. (2013; 2015). Anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico, quando consideradas simultaneamente, podem mostrar tanto aumento como enfraquecimento das anomalias de precipitação (DIAZ et al., 1998). O estudo

conduzido por Martín-Gómez e Barreiro (2016) mostrou que o Oceano Atlântico Norte tropical também está correlacionado com precipitação sobre o sudeste da América do Sul, mesmo removendo-se o sinal do El Niño.

A agricultura é um dos setores mais afetados pelas consequências do aquecimento global, e a sua sensibilidade ao clima está relacionada com o grau de desenvolvimento do país (MENDELSON et al., 2001; PARRY et al., 2004). O Brasil, por ser um país em desenvolvimento com limitações em capital e tecnologia, permanece mais vulnerável a flutuações no clima em relação a países desenvolvidos. Um estudo conduzido pela EMBRAPA (PINTO et al., 2008) mostra que as mudanças no clima podem diminuir drasticamente a produtividade agrícola no Brasil, e inclusive mudar a geografia da produção nacional.

Com o aquecimento do globo nos últimos anos, o centro e oeste dos oceanos Pacífico e Índico sofreram um aquecimento considerável, e este aquecimento afeta o padrão de chuvas sobre regiões continentais (WILLIAMS; FUNK; 2011). Mudanças climáticas interferem no padrão de chuvas (e.g. VERA et al, 2006), e é possível que eventos de estiagem e de extremos chuvosos se tornem mais frequentes em determinadas regiões (MURPHY; TIMBAL, 2008; MARENGO et al., 2009). Projeções para mudanças climáticas indicam que, futuramente, áreas que já são secas podem se tornar ainda mais secas, e regiões úmidas podem ficar ainda mais úmidas (LI et al., 2016). Uma maior frequência de ocorrência de eventos tanto secos quanto úmidos nas regiões Sul e Centro-Oeste do Brasil comprometeria a atividade agrícola. Desta maneira, estudos sobre as condições atmosféricas e índices oceânicos que possam contribuir para previsões de extremos de precipitação se mostram essenciais para planejamento da atividade agrícola.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1. Dados

Para este trabalho foram utilizados dados oceânicos de superfície e dados atmosféricos para diferentes níveis verticais, a fim de se entender as variáveis associadas aos processos que interferem no clima sobre regiões do Brasil. O período utilizado foi de 1979 a 2010, aplicando-se um estudo mensal para verificar as anomalias de cada mês em específico, com foco para os meses importantes para o setor agrícola, quando necessita-se um melhor entendimento sobre as condições climáticas para fins de previsão e manejo.

3.1.1. Análises: TSM, ROLE e Precipitação

Para este trabalho foram utilizadas médias mensais de TSM, precipitação e radiação de onda longa emergente (ROLE), de 1979 a 2010, obtidas através do banco de dados da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). Os dados de TSM utilizados estão disponíveis na versão 5 (V5) do conjunto de dados *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST) (HUANG et al., 2015; LIU et al., 2015), com resolução espacial de 2,0° x 2,0°. Os dados de ROLE utilizados estão em pontos de grade com cobertura espacial de 2,5° x 2,5° (LIEBMAN; SMITH, 1996), disponíveis através do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

As análises de precipitação foram feitas através de médias mensais do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Este conjunto de dados (ADLER et al., 2003) possui resolução espacial de 2,5° x 2,5°, cobrindo todo o globo, inclusive as regiões oceânicas. Dados de GPCP são importantes para o Brasil, que carece de dados observados em regiões como a Amazônia e Centro-Oeste, pois utilizam uma combinação de dados observacionais e dados de satélite, oferecendo assim uma maior cobertura espacial mesmo para regiões mais remotas.

3.1.2. Reanálise (CFSR)

Produtos de reanálises permitem o acesso a extensos conjuntos de dados globais disponíveis para diversos períodos e com completa cobertura espacial, garantindo um registro coerente da circulação global da atmosfera (DEE et al., 2011). Estes dados são gerados através de modelos de previsão numérica de tempo e sistemas de assimilação de dados (PARKER, 2016). Dentre os bancos de dados disponíveis atualmente, a reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), desenvolvida pelo centro *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), da NOAA, se destaca pelo uso de um sistema global sofisticado, de alta resolução temporal e espacial.

A reanálise do CSFR utiliza o método de assimilação de dados 3DVAR, e modelo com resolução de aproximadamente 38 km (T382) e 64 níveis. A reanálise é obtida através de um sistema acoplado, considerando-se as componentes atmosfera, oceano, superfície da terra e gelo marinho (SAHA et al., 2010). Por serem produtos de um modelo acoplado, os dados atmosféricos e oceânicos utilizados neste trabalho encontram-se em balanço dinâmico, o que favorece os estudos envolvendo a interação entre o oceano e a atmosfera.

Médias mensais de pressão ao nível do mar, altura geopotencial (500 a 200hPa), componentes zonal e meridional do vento (850 a 200hPa), fluxo de calor latente e sensível (superfície), umidade específica (1000 a 500hPa) e correntes oceânicas superficiais (5 metros de profundidade) foram obtidos da reanálise CSFR (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.2/index.html#!access>) para o período de 1979 a 2010. Os dados estão disponíveis em diferentes resoluções espaciais, sendo utilizada uma resolução de 0,5° x 0,5° para análises que exigem melhor detalhamento, e de 2,5° x 2,5° para estudos globais.

3.2. Metodologia

Diferentes análises foram realizadas neste trabalho a fim de se entender os principais processos associados a variações de precipitação sobre regiões do Brasil. O estudo baseou-se em verificar a importância de anomalias de TSM nas regiões extratropicais e compreender a geração destas anomalias. Análises de correlação e Decomposição em Valores Singulares – SVD foram feitas para o período da climatologia (1981 a 2010), enquanto que análises de compostos foram feitas utilizando-se todo o período disponível pelo CFSR (1979 a 2010).

A climatologia utilizada para o cálculo das anomalias foi de 1981 a 2010 (30 anos), sendo o período de análise de 1979 a 2010. Para o estudo mensal foram calculadas médias climatológicas das variáveis para cada mês. A partir dessa climatologia mensal foram calculadas as anomalias de cada mês, que permitiram a identificação de extremos e padrões de cada variável.

3.2.1. Delimitação das áreas de estudo e períodos importantes

A variação do regime de chuvas é fator decisivo para garantia de produtividade agrícola, e no Brasil este setor representa uma importante fonte econômica. Desta maneira, o estudo foi direcionado para regiões com grande potencial agrícola no país, que dependem de uma boa previsibilidade de precipitação para manejo. A produção de grãos no Brasil apresenta destaque para três tipos de cultivos: arroz, soja e milho (IBGE, 2015). Sendo as regiões Sul e Centro-oeste as principais produtoras destas culturas, optou-se por escolher duas áreas principais de estudo, englobando ambas as regiões e com foco para os principais centros de produção.

Tendo-se estas duas regiões de preferência, a delimitação das áreas foi feita a partir dos resultados obtidos com análises de Decomposição em Valores Singulares (SVD). O SVD é utilizado quando se quer analisar a variabilidade acoplada de dois campos. Este método relaciona os modos dominantes de

duas variáveis (WALLACE et al., 1992), como por exemplo, TSM e precipitação. O SVD possibilita analisar as duas variáveis ao mesmo tempo e ver a relação entre elas, identificando os modos de comportamento nos quais as variações dos dois campos são fortemente acoplados. O método disponibiliza os padrões espaciais acoplados e a sua variação temporal, cada par apresentando a fração de covariância entre os dois campos (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997; WILKS, 2011). Este método já foi aplicado anteriormente para outras regiões do Brasil (e.g. UVO et al., 1998; COELHO et al., 2002), e permite verificar a relação entre anomalias de TSM e outra variável específica.

O SVD é utilizado para analisar a variabilidade dos campos de interesse, e seu uso é bastante amplo pois permite a redução de um conjunto grande de variáveis em um conjunto de modos dominantes. O método apresenta basicamente três elementos principais: o primeiro elemento irá retratar o padrão de variabilidade espacial – autovetores; o segundo representará a variação no tempo; e o terceiro dará uma medida da importância de cada padrão – autovalores (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997; WILKS, 2011).

Esta primeira análise de SVD foi feita para TSM e precipitação, e posteriormente para outras variáveis (próxima seção). Primeiramente, utiliza-se toda a série temporal e esta é transformada em uma única matriz (S - TSM; e P - Precipitação), onde cada linha será um tempo (30 anos) que conterá todas as latitudes e longitudes, ou seja, cada linha será um mapa. Assim, a matriz possui dimensão $m \times n$, onde m é equivalente ao espaço de tempo (quantidade de anos) e n é igual a dimensão da latitude vezes a longitude. Para o cálculo do SVD as duas variáveis não precisam ter a mesma dimensão espacial (n), mas sim o mesmo período de tempo (m), neste caso 30 anos.

Depois de geradas as matrizes S e P , remove-se a tendência, tirando a média de cada série temporal de maneira que cada coluna tenha média igual a zero. Em seguida é calculada a matriz covariância C :

$$C = S^tP \quad (3.1)$$

E calcula-se o SVD da matriz C , de maneira que:

$$C = ULV^t \quad (3.2)$$

Onde as colunas de U são os vetores singulares de S e as colunas de V são os vetores singulares de P . Assim, cada par de vetores é um modo de covariabilidade entre os campos S e P . L será uma matriz diagonal que irá conter os autovalores.

Os coeficientes de expansão são as séries temporais que descrevem como cada modo de variabilidade oscila no tempo, e são calculados a partir de:

$$A = SU \quad (3.3)$$

$$B = PV \quad (3.4)$$

Onde A é o coeficiente de expansão da variável S (TSM) e B é o coeficiente de expansão da variável P (precipitação).

A análise de SVD foi feita, separadamente, para anomalias de TSM nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul com anomalias de precipitação sobre a América do Sul. A escolha das áreas de estudo foi feita então utilizando-se duas considerações: importantes centros de produção agrícola nacional e sinais encontrados através da análise da relação entre a precipitação na América do Sul e anomalias de TSM nos oceanos extratropicais. Depois de aplicada essa metodologia os resultados de SVD foram analisados a fim de se identificar quais anomalias oceânicas e atmosféricas estão mais relacionadas às duas áreas de produção agrícola, no Sul e Centro-Oeste do Brasil.

Este trabalho consiste em verificar os eventos extremos de seca ou excesso de chuva que podem afetar a agricultura em cada região, e o período de estudo foi focado nos meses mais importantes para a agricultura, onde as condições atmosféricas são decisivas para garantia de alta produção ao fim da safra.

Dessa maneira, o período que compreende os estágios desde o plantio, o crescimento da planta até a colheita foram analisados. Este período varia dependendo da cultura e da região, mas em geral o plantio ocorre entre Setembro e Dezembro, enquanto que a colheita ocorre entre Janeiro e Maio. Os principais meses analisados para este trabalho compreendem, então, o período de Outubro a Fevereiro.

3.2.2. Aplicação de SVD para outras variáveis

Anomalias de TSM podem estar relacionadas com a circulação do oceano (e.g. variações de correntes superficiais) ou também se formam devido à circulação atmosférica e tensão de cisalhamento do vento. Por sua vez, a TSM é uma forçante para a atmosfera, ou seja, as anomalias de TSM interferem nos padrões de circulação atmosférica e de precipitação em determinadas regiões.

Neste trabalho o SVD foi também aplicado para as variáveis TSM e correntes oceânicas, precipitação (América do Sul) e correntes oceânicas, e precipitação (América do Sul) e pressão, com foco para a região extratropical. Isto permitiu verificar qual a contribuição das correntes para a geração de anomalias de TSM e como as anomalias de pressão, TSM e precipitação estão relacionadas. Os cálculos do SVD foram feitos para essas variáveis seguindo a metodologia descrita na seção 3.2.1. A partir dos resultados obtidos foram criados os mapas com o modo de variabilidade de cada variável e as séries temporais dos coeficientes de expansão.

O SVD tem se mostrado uma ferramenta útil para estudos sobre a interação entre anomalias de TSM nos oceanos extratropicais e a atmosfera. Czaja e Frankignoul (1999) utilizaram o método para identificar padrões de variabilidade de grande escala, onde encontraram anomalias na circulação atmosférica relacionadas a anomalias anteriores de TSM no Oceano Atlântico Norte. O estudo de Czaja e Frankignoul (1999) mostra que anomalias de TSM geram uma resposta na atmosfera com um atraso (*lag*) de cerca de 3-5 meses, mas os autores afirmam ainda que este *lag* varia em função da dependência

sazonal da resposta atmosférica a uma dada anomalia de TSM, ou também devido a influência de outras regiões através de teleconexões.

3.2.3. Correlação em fase e defasada da precipitação em áreas do Sul e Centro-Oeste do Brasil com outras variáveis atmosféricas e oceânicas

A correlação entre a precipitação nas áreas com as demais variáveis permitiu verificar, em uma escala mais global, quais anomalias podem estar relacionadas com alterações na média de chuvas. A partir das correlações foi possível identificar padrões em regiões oceânicas associados à precipitação na América do Sul.

A correlação em fase identifica anomalias de variáveis em um determinado mês que estejam diretamente ou inversamente correlacionadas com anomalias de precipitação neste mesmo mês. A correlação defasada permite identificar, por exemplo, como uma anomalia de TSM em um determinado mês afeta a precipitação sobre a região continental nos meses seguintes. Este tipo de correlação se torna importante para previsão, e os resultados encontrados neste trabalho podem contribuir para setores que dependem deste conhecimento prévio sobre as condições chuvosas.

3.2.4. Anomalias e extremos de precipitação nas áreas pelo índice SPI

A variável em questão que afeta significativamente a agricultura e diversos outros setores é a precipitação. Assim, o estudo foi feito em função da identificação dos extremos chuvosos e secos. O Índice de Precipitação Padronizado (SPI) é uma ferramenta utilizada para caracterização e monitoramento de eventos extremos, desenvolvido inicialmente por McKee et al. (1993) para definição de secas, baseado em uma precipitação padronizada. O SPI permite classificar a magnitude de um evento em unidades de desvio padrão, ou seja, irá indicar o quanto a precipitação está abaixo ou acima das condições médias (quantos desvios em relação a média climatológica).

O SPI foi feito em escala mensal, sendo possível identificar os anos mais secos ou mais chuvosos de cada mês. O cálculo é feito primeiramente ajustando-se os dados de precipitação a uma função de distribuição de probabilidade, sendo esta geralmente uma distribuição gama (NURY; HASAN, 2015).

$$g(x, \alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad (3.5)$$

Onde x é a variável que está sendo analisada, α é o Parâmetro de forma e β é o parâmetro de taxa. Para $\alpha > 0$ a função gama $\Gamma(\alpha)$ é definida como:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} e^{-x} dx \quad (3.6)$$

α e β podem ser estimados através de:

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (3.7)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (3.8)$$

\bar{x} é a precipitação média

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (3.9)$$

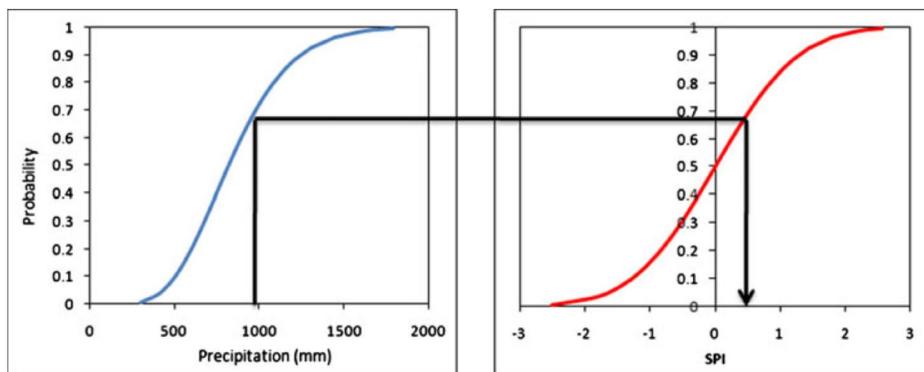
n é o número de observações.

Os parâmetros estimados são usados para derivar a probabilidade cumulativa dos valores de precipitação para um dado mês e escala de tempo.

$$f(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (3.10)$$

O SPI é então derivado da probabilidade cumulativa, e o cálculo se baseia em representar a distribuição de chuvas a partir de uma função de distribuição de probabilidade normal (BAZRAFESHAN et al., 2014). Assim como mostra a Figura 3.1, a série temporal é projetada em uma distribuição normal.

Figura 3.1 - Diagrama conceitual do cálculo do SPI.



Transformação de uma função de distribuição cumulativa ajustada a valores de precipitação (esquerda) para uma função de distribuição normal (direita).

Fonte: Bazrafshan et al. (2014).

O índice varia entre valores positivos e negativos, de maneira que sinais negativos representam períodos secos e, positivos, úmidos. A classificação através do SPI (Tabela 3.1) foi feita conforme McKee et al. (1993).

Tabela 3.1 - Classificação de acordo com o índice SPI.

| SPI | Classificação |
|---------------|--------------------|
| $\geq +2,00$ | Extremo (chuvoso) |
| +1,50 a +1,99 | Severo (chuvoso) |
| +1,00 a +1,49 | Moderado (Chuvoso) |
| 0 a +0,99 | Leve (chuvoso) |
| 0 a -0,99 | Leve (seco) |
| -1,00 a -1,49 | Moderado (seco) |
| -1,50 a -1,99 | Severo (seco) |
| $\leq -2,00$ | Extremo (seco) |

Fonte: Adaptado de Mckee et al. (1993).

O SPI tem se mostrado uma ferramenta importante para estudos de extremos de precipitação sobre regiões continentais (HAYES et al., 1999; ALMEIRA; SCIAN, 2006; CAVALCANTI et al., 2015). Para este trabalho, o SPI foi calculado mensalmente para as áreas de estudo, sendo possível selecionar, para cada mês de análise, os anos que apresentaram os maiores extremos. Tendo-se os anos de maior índice SPI (positivos e negativos) para cada mês, foi possível analisar os anos mais chuvosos ou mais secos e relacionar com as condições atmosféricas e oceânicas para o respectivo período. A partir daí foram estudados os fatores que estão associados a anomalias de precipitação, identificando-se regiões oceânicas onde anomalias de TSM estão relacionadas com tal padrão.

3.2.5. Compostos dos meses (precipitação e variáveis atmosféricas e oceânicas)

Tendo-se as anomalias das variáveis atmosféricas e oceânicas e da precipitação, foram feitos compostos de cada uma dessas variáveis para os meses em que se obtiveram os maiores índices SPI. O cálculo dos compostos se baseia em separar, para cada respectivo mês, os anos de extremos de

precipitação, e fazer a média das anomalias desses anos, obtendo-se assim um composto seco e um chuvoso para cada mês. Tendo-se os compostos, é possível ver como cada variável se comportou, e quais anomalias foram encontradas para aqueles anos em que houve excesso ou falta de chuva. Entre as variáveis analisadas estão: TSM, ROLE, vento, pressão, altura geopotencial, fluxos de calor sensível e latente, fluxo de umidade (calculado a partir de dados de vento e umidade específica), e correntes oceânicas.

Cada mês foi analisado separadamente, e para este respectivo mês foram separados os anos cujos SPI apresentaram as maiores magnitudes, tanto positivos quanto negativos. A quantidade de anos que faz parte da média nos compostos de cada mês depende do quão significativos foram os SPI. Foram utilizados apenas os períodos classificados como moderados, severos e extremos, com SPI acima (abaixo) de +1,00 (-1,00). Optou-se por utilizar a mesma quantidade de anos tanto para períodos secos quanto chuvosos para aquele respectivo mês.

O composto gerado evidencia as regiões que apresentam as maiores anomalias, positiva ou negativa, em diversas variáveis, nos mesmos períodos em que houve a anomalia de precipitação. Pôde-se encontrar então padrões relacionados com variações na circulação atmosférica e oceânica, e que conseqüentemente afetam o regime de chuvas no continente.

Os compostos também foram feitos com diferentes defasagens, ou seja, tendo-se a anomalia de precipitação em um respectivo mês, para um conjunto específico de anos, outras variáveis também foram analisadas para estes mesmos anos, porém em meses anteriores. Dessa maneira, pôde-se identificar anomalias de TSM de um certo mês que afetaram a precipitação nos meses seguintes. Essa análise com defasagem possui grande importância para previsão, uma vez que se torna possível prever as condições de chuva futuras a partir da distribuição das anomalias de TSM nos oceanos.

Os compostos com dados de correntes foram feitos de maneira que se pudesse entender o papel das correntes para a geração de anomalias de TSM, que por sua vez irão influenciar a precipitação sobre as áreas de estudo. Neste caso os compostos foram feitos também com defasagens, a fim de se entender como cada variável está atuando e influenciando a outra, e em que espaço de tempo isso acontece.

Como a região tropical apresenta forte relação com a precipitação no Brasil, o sinal do ENOS acaba ficando mais evidente em diversos estudos. Desta maneira, os períodos dos compostos foram analisados individualmente a fim de se identificar outros sinais que também são importantes. Dentre os anos extremos analisados, foram separados os períodos em que houve influência de El Niño ou La Niña dos que não apresentaram este sinal. Os períodos em que não houve dominância deste sinal foram importantes para se verificar a contribuição das anomalias de TSM das regiões extratropicais.

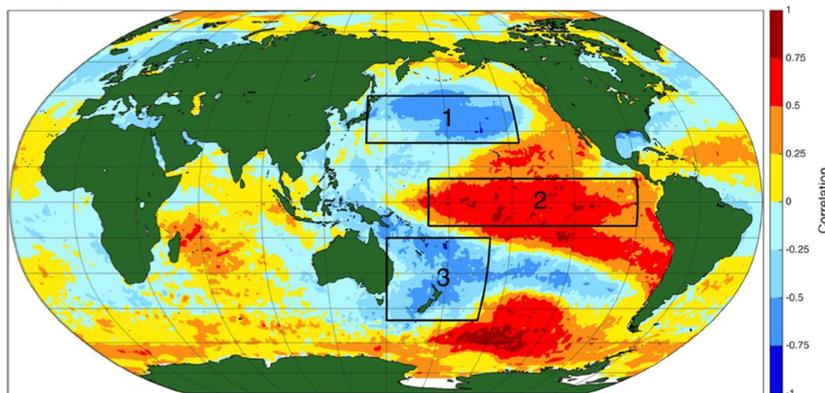
3.2.6. Identificação de áreas nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul e análises de correlação

Os métodos anteriores permitiram a identificação de regiões oceânicas sobre o Pacífico Sul e Atlântico Sul que apresentam relação com as regiões de estudo. Foram feitas então séries temporais de precipitação em duas áreas selecionadas sobre o continente (A1 e A2) e da média de anomalias de TSM em áreas selecionadas do Pacífico Sul e Atlântico Sul, e correlação entre as duas variáveis. As correlações feitas são baseadas no coeficiente de correlação de Pearson, que é uma medida da relação linear entre duas variáveis e depende da condição de normalidade da distribuição bidimensional das mesmas (WILKS, 2011). Foram feitas também correlações das anomalias de TSM nas áreas identificadas sobre os oceanos com precipitação.

Dentre as áreas oceânicas selecionadas, foi verificada a similaridade destes padrões com as regiões já identificadas anteriormente por Henley et al. (2015) no padrão tripolo na escala decadal (Figura 3.2). Foram analisadas neste

trabalho principalmente a Área 3 definida pelo autor, e a região a sudeste desta, a qual apresenta sinal oposto.

Figura 3.2 - Regiões do índice tripolo (TPI) no Oceano Pacífico.



Correlação entre TSM e o índice IPO (não-filtrado) indicando as três regiões que caracterizam o padrão tripolo, sendo elas: *Região 1* 25°N–45°N, 140°E–145°W; *Região 2* 10°S–10°N, 170°E–90°W; *Região 3* 50°S–15°S, 150°E–160°W.

Fonte: Henley et al. (2015).

3.2.7. Análise dos processos físicos associados

Após definidas as áreas em que as anomalias de TSM foram identificadas, é interessante analisar os processos envolvidos para o surgimento dessas anomalias e como essas anomalias interferem na circulação atmosférica. A resposta da atmosfera a anomalias de TSM nas regiões extratropicais é diferente do que ocorre em regiões tropicais (FRANKIGNOUL; REYNOLDS, 1983; LAU, 1997; PEZZI; SOUZA, 2009). Neste sentido, foram feitas análises da estrutura da atmosfera e das regiões de anomalias de TSM identificadas, a fim de se identificar os mecanismos associados com a influência dessas anomalias na circulação atmosférica.

Foi estudado o fluxo de calor nessas regiões, que interfere nas condições da atmosfera acima, e os campos de pressão e altura geopotencial e correntes oceânicas superficiais. Sobre a região da América do Sul foram estudados os

fluxos de umidade, a fim de se entender processos regionais associados a variação na precipitação sobre as áreas de estudo.

A TSM, por meio de fluxos, contribui para que ocorram trocas de calor entre o oceano e a atmosfera, afetando assim a temperatura do ar e circulação atmosférica (JUNGE; HAINE, 2001; PEZZI; SOUZA, 2009). Anomalias de TSM podem impactar a estabilidade da atmosfera acima, interferindo no padrão de ventos e advecção de umidade em uma escala mais regional, ou ainda afetando o padrão de geopotencial e circulação em altos níveis (BARROS et al., 2000; PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005; REBOITA et al., 2010).

O estudo dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera foi feito através da análise dos campos de fluxos de calor sensível e latente gerados. O fluxo de calor sensível está relacionado com aquecimento e resfriamento a partir da transferência de calor, resultante da diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera acima; o fluxo de calor latente está relacionado com trocas de calor a partir de mudanças no estado físico da água, associado a evaporação para fluxos entre o oceano e a atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992).

Para identificação de processos regionais foi analisado o fluxo de umidade na atmosfera sobre a América do Sul e influência nas áreas em questão. O fluxo e a divergência de umidade foram calculados a partir dos dados de vento (u e v) e de umidade específica, integrado para os níveis atmosféricos entre 1000 e 500hPa.

3.2.8. Diagrama de Hovmöller

O uso do diagrama de Hovmöller (HOVMÖLLER, 1949) permite verificar a variação de padrões ao longo do tempo. Através do seu uso podemos ver o deslocamento dos centros de anomalia de TSM no oceano e de pressão ao nível do mar. Para cada respectivo mês, foram identificados os anos de extremos de precipitação, e plotados os compostos no diagrama (longitude x

tempo) para verificar a posição das anomalias no mesmo ano do extremo, e também para os meses anteriores ao mês em questão.

O método consiste em calcular a média encontrada para a variável (TSM e pressão) para um intervalo de latitudes, tendo-se um valor para cada dado de longitude. No presente estudo o intervalo de latitude foi 50°S a 60°S. Faz-se isso para diferentes tempos e por fim os tempos são plotados, e é possível verificar como esta anomalia varia em posição de longitude com o tempo.

3.2.9. Identificação de índices oceânicos

A partir das etapas descritas anteriormente pôde-se gerar um índice baseado nas anomalias de TSM encontradas nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul. Os índices desenvolvidos consideram áreas importantes no Pacífico Sul extratropical e no Atlântico sudoeste que foram identificadas nas análises, e se mostraram associadas à precipitação sobre o Brasil. Desta forma, os índices poderão contribuir para estimativas de precipitação sobre regiões agrícolas do país, contribuindo para a previsão.

4 RESULTADOS

4.1. Padrões atmosféricos e oceânicos relacionados à precipitação sobre a América do Sul

Nesta seção serão apresentados os campos de SVD entre precipitação na América do Sul e variáveis oceânicas e atmosféricas. As análises de SVD permitiram a delimitação das áreas de estudo a partir de regiões de interesse já estabelecidas levando-se em conta centros de produção agrícola do Brasil (Sul e Centro-Oeste). Os resultados de SVD utilizando-se precipitação sobre o Brasil e TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico mostraram relações entre TSM em determinadas regiões oceânicas e precipitação em algumas áreas no Brasil.

As análises foram feitas com ênfase nos meses de Outubro a Fevereiro, período que se destacou nos resultados e que compreende as épocas de cultivo de grãos em que a disponibilidade de chuvas é determinante para a produtividade nas regiões de interesse. Em geral os padrões de precipitação encontrados apresentaram um dipolo com centros sobre o sudeste e norte/nordeste da América do Sul (Figuras 4.1 e 4.2) relacionados a padrões de TSM que serão discutidos na próxima subseção. Um forte sinal ficou evidente no sudeste da América do Sul, que compreende o Sul do Brasil, importante produtor nacional de grãos.

4.1.1. Precipitação sobre a América do Sul e TSM

4.1.1.1. Oceano Pacífico

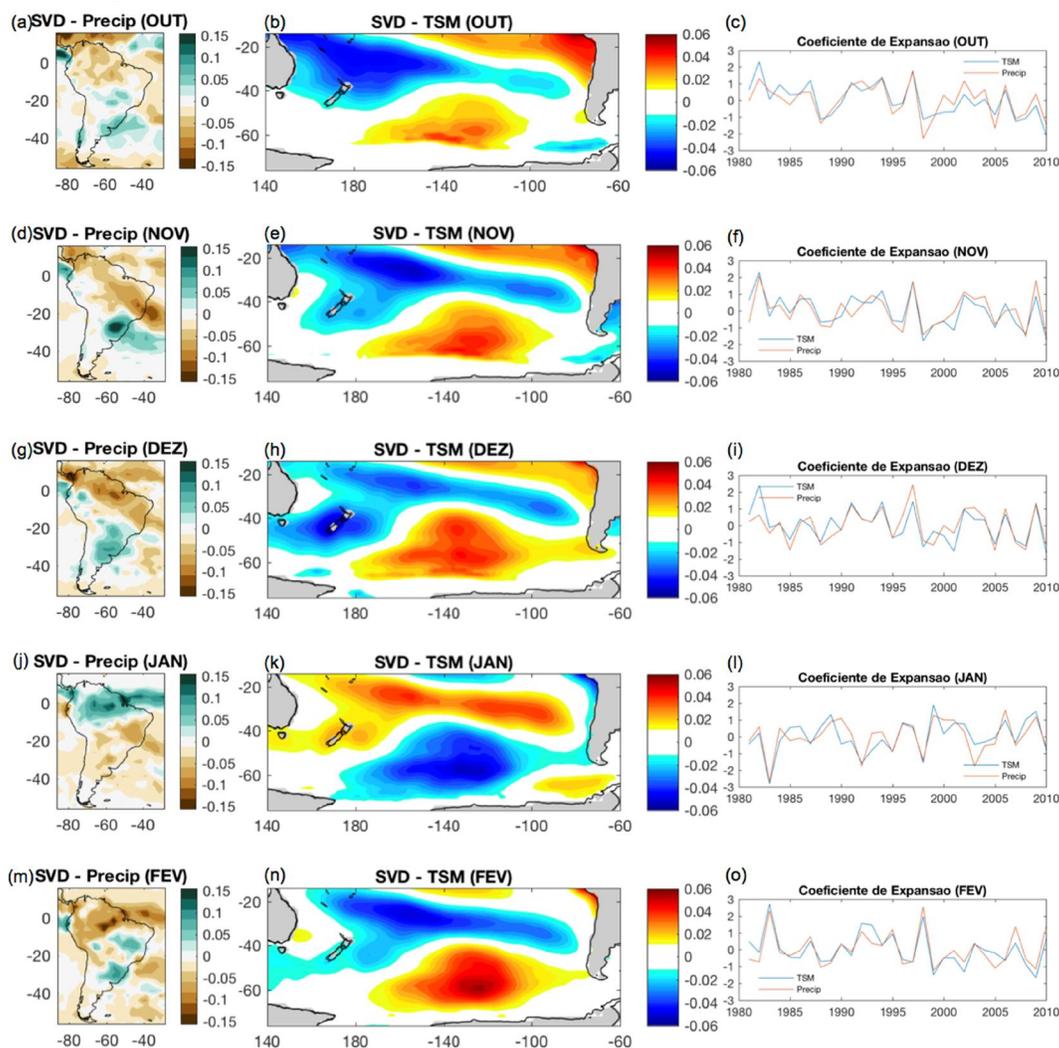
O campo de TSM considerado no Oceano Pacífico compreende as latitudes entre 15°S e 75°S. Estas dimensões não englobam a região equatorial, a qual já é bem estudada, para ser possível verificar os modos de variabilidade de TSM nos oceanos extratropicais associados a variações de chuvas sobre a América do Sul. Os resultados indicam que o sul do oceano possui importância

significativa, sendo que para todos os meses analisados houve a presença de dois centros de anomalias de TSM opostas que se mostraram associadas às variações de precipitação sobre as regiões de interesse na América do Sul.

Nas análises de precipitação com TSM no Oceano Pacífico (Figura 4.1) os resultados deixam evidente um sinal de precipitação sobre o Sul do Brasil, principalmente em Novembro, Dezembro e Fevereiro (Figuras 4.1.d, 4.1.g e 4.1.m). Este sinal fica mais enfraquecido e menos delimitado nos meses de Outubro e Janeiro (Figuras 4.1.a e 4.1.j). Um dipolo de precipitação encontra-se bem definido nos meses de Novembro e Dezembro (Figuras 4.1.d e 4.1.g), com sinais opostos no Sul e Leste/Nordeste do Brasil. Já em Outubro e Fevereiro (Figuras 4.1.a e 4.1.m) há oposição entre anomalias na região Sul do Brasil e na região norte da América do Sul. Em Janeiro (Figura 4.1.j) a oposição ocorre entre parte do Sul e do Sudeste e a região Norte.

Os sinais de anomalias de TSM observados no Oceano Pacífico Sul (Figuras 4.1.b, 4.1.e, 4.1.h, 4.1.k e 4.1.n), com centros no sul e noroeste deste oceano, apresentaram uma pequena variação em intensidade dependendo do mês. A posição do centro sul de anomalia permanece praticamente sem variação, enquanto que a anomalia de sinal oposto, a noroeste, se estende também pela região subtropical e para a região da Nova Zelândia. Os resultados indicam relação entre aumento de chuvas sobre o Sul do Brasil e centros de anomalia positiva de TSM em aproximadamente 130°W e 60°S ; e negativa em aproximadamente 180° , que varia entre as latitudes 25°S (Outubro, Novembro, Janeiro e Fevereiro) e 45°S (Dezembro).

Figura 4.1 - SVD entre TSM (Pacífico Sul) e precipitação (América do Sul).



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e TSM no oceano Pacífico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

A TSM na região subtropical do Pacífico Sul apresentou sinal oposto ao Pacífico equatorial, assim como foi visto também em outros estudos (BARROS; SILVESTRI, 2002; BERRI; BERTOSSA, 2004; HENLEY et al., 2015). A região do Pacífico entre 20°S e 40°S apresentou anomalia de TSM negativa associada a períodos mais chuvosos no sudeste da América do Sul. Esta

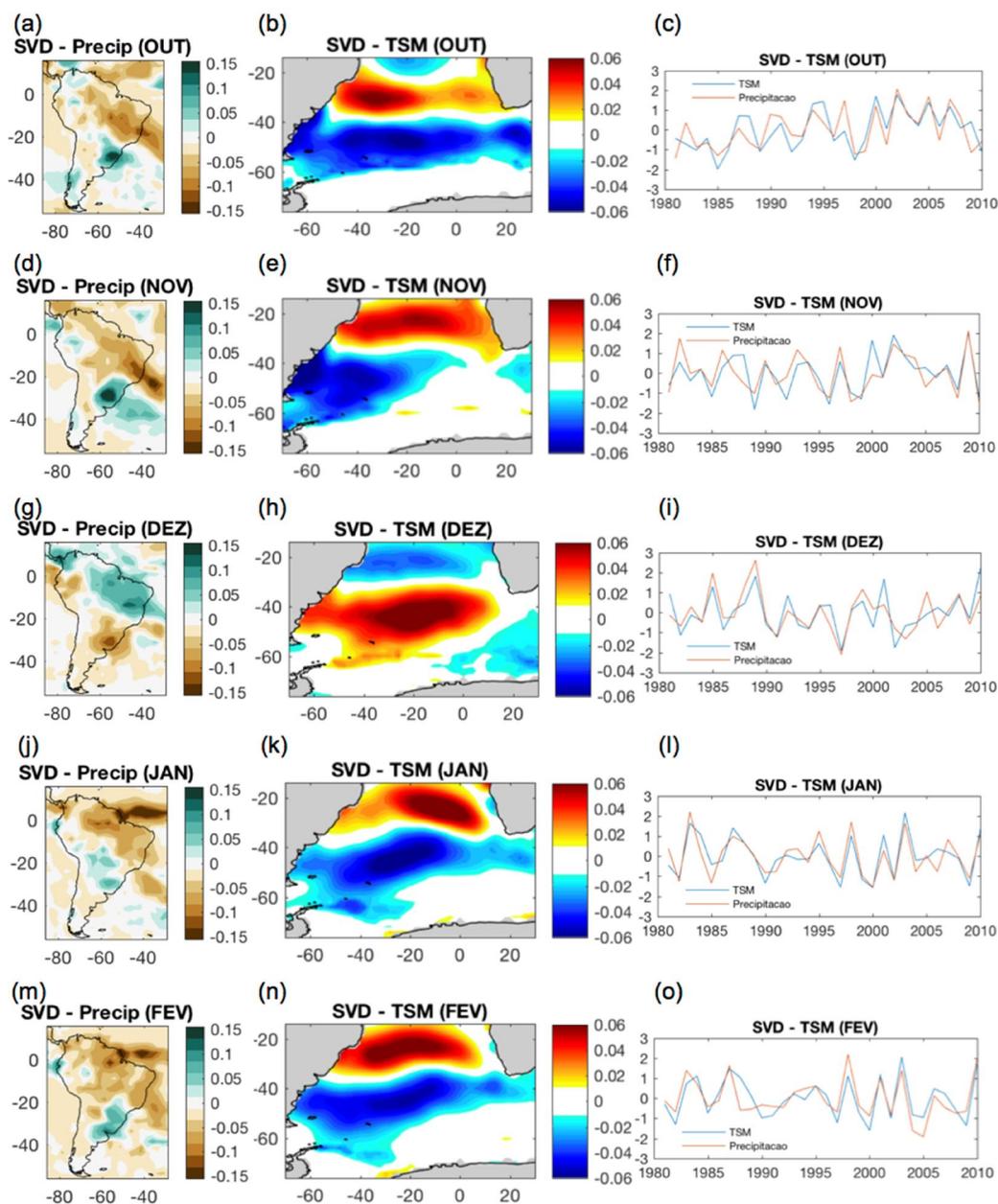
relação com o Pacífico Sul subtropical foi verificado também por Barros e Silvestri (2002) e Berri e Bertossa (2004) para os meses de Outubro a Dezembro, principalmente. De acordo com Barros e Silvestri (2002), a circulação do ENOS no HS é forçada por variações de TSM na região equatorial mas também na região subtropical. Nesses estudos mencionados foram analisadas apenas as anomalias da região subtropical, enquanto na presente análise são discutidas também as anomalias na região extratropical.

4.1.1.2. Oceano Atlântico

As anomalias de TSM no Oceano Atlântico estiveram principalmente relacionadas com um dipolo de precipitação sobre a América do Sul (Figura 4.2). Há um sinal intenso no Sul do Brasil, e outro em geral oposto na região Nordeste (Dezembro, Janeiro e Fevereiro – Figuras 4.2.g, 4.2.j e 4.2.m) e ao norte da região Sudeste (Outubro e Novembro – Figuras 4.2.a e 4.2.d). O forte sinal ao Sul com dipolo de precipitação em Novembro (Figura 4.2.d) foi similar ao resultado encontrado na análise com o Oceano Pacífico (Figura 4.1.d) para o mesmo mês. Essa região de dipolo de precipitação no leste da América do Sul compreende parte da região de atuação da ZCAS, e este padrão foi identificado principalmente nos meses de Outubro e Novembro (Figuras 4.2.a e 4.2.d).

Para todos os meses, foi observado neste estudo que o Sul e o Centro-Oeste apresentam em geral características opostas quanto ao sinal de precipitação. Em Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.2.j e 4.2.m) o sinal mais intenso de anomalias de precipitação está sobre a região da ZCIT, a qual influencia a precipitação sobre o norte do continente da América do Sul, afetando principalmente o norte da América do Sul.

Figura 4.2 - SVD entre TSM (Atlântico Sul) e precipitação (América do Sul).



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e TSM no oceano Atlântico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

O padrão que relaciona anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul com precipitação sobre a América do Sul mostra duas regiões de TSM com sinais opostos predominantes próximo à costa da América do Sul (Figuras 4.2.b, 4.2.e, 4.2.h, 4.2.k e 4.2.n). Com algumas variações em intensidade, posição e extensão, estes sinais de anomalias de TSM se mostram principalmente associados à precipitação sobre o Sul do Brasil. Meses chuvosos no Sul do Brasil são associados a anomalias positivas de TSM entre 20° e 40°S, e anomalias negativas entre 40° e 60°S.

A relação entre o Oceano Atlântico e a variabilidade de chuvas sobre a região Sul do Brasil também foi verificada por Barros et al. (2000), os quais observaram que anomalias positivas (negativas) de TSM no oceano adjacente estiveram relacionadas com aumento (diminuição) da precipitação sobre a região. Entretanto, além do sinal subtropical discutido naquele estudo, na presente análise nota-se também anomalias de sinal oposto na região extratropical. A Figura 4.2 mostra anomalias positivas (negativas) de TSM em aproximadamente 20° a 30°S e anomalias negativas (positivas) em aproximadamente 40° a 60°S relacionadas com sinal positivo (negativo) de precipitação sobre o Sul do Brasil.

Variações de TSM no oceano Atlântico Sul interferem no sistema de monções sobre a América do Sul (BOMBARDI; CARVALHO, 2011; JORGETTI et al., 2014), consequentemente interferindo na precipitação sobre o Sudeste e Nordeste do Brasil. Os mapas de SVD entre precipitação e TSM no Oceano Atlântico evidenciaram uma faixa de nebulosidade e chuvas estendendo-se de noroeste para sudeste, indicativa da presença da ZCAS, nos meses de Outubro e Novembro (Figuras 4.2.a e 4.2.d), que correspondem ao início da monção. No período de verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro – Figuras 4.2.g, 4.2.j e 4.2.m), que corresponde aos meses em que há maior ocorrência desse sistema, não houve a mesma relação entre TSM e precipitação, havendo apenas um sinal de precipitação no sudoeste do oceano no mês de Janeiro (Figura 4.2.j) que assemelha-se à ZCAS oceânica. Isto sugere que nos meses

anteriores a TSM do Oceano Atlântico se mostrou importante para a formação e intensificação da ZCAS, porém nos meses de mais forte atuação deste sistema os diferentes processos dinâmicos e processos de feedbacks interferem nas anomalias de TSM.

Nos meses de Outubro a Dezembro a precipitação no sudeste da América do Sul possui forte relação com forçantes remotas, como anomalias de TSM no Oceano Pacífico (BARROS et al., 2000; BARROS; SILVESTRI, 2002; BERRI; BERTOSSA, 2004). Nos meses de verão Janeiro e Fevereiro a região recebe influência da posição e intensidade da ZCAS. Quando esta encontra-se mais intensa e deslocada para norte, o Sul do Brasil apresenta períodos mais secos em função da subsidência associada que há sobre esta área. Quando a ZCAS encontra-se mais enfraquecida e deslocada para sul, ocorre mais chuva sobre o Sul do Brasil uma vez que a porção sul da ZCAS atua diretamente sobre a região (BARROS et al., 2000). A influência da TSM do Oceano Atlântico sobre a ZCAS (BARROS et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; BERRI; BERTOSSA, 2004; CHAVES; NOBRE, 2004), conseqüentemente irá afetar a precipitação sobre o Brasil. Como visto anteriormente, anomalias positivas de TSM entre 20°S e 40°S contribuem para aumento de chuvas no Sul do Brasil, e podem favorecer o deslocamento da ZCAS para sul, o que também aumenta a precipitação na região (BARROS et al., 2000).

Anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul interferem na precipitação sobre a América do Sul uma vez que influenciam a fonte de umidade proveniente deste oceano, e ainda podem afetar a circulação atmosférica, o que também interfere na advecção de umidade sobre o continente (BARROS et al., 2000; PAMPUCH et al., 2016). Gradientes de TSM alteram a temperatura da CLA e, conseqüentemente, o gradiente de pressão em superfície (PEZZI et al., 2005; PEZZI; SOUZA, 2009), interferindo na direção dos ventos e no transporte de umidade para regiões do Brasil (discutido na seção 4.2). Águas mais quentes (frias) contribuem para que a CLA fique mais instável (estável), havendo ventos

mais intensos (fracos) sobre a superfície e maior (menor) fluxo de calor (PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005).

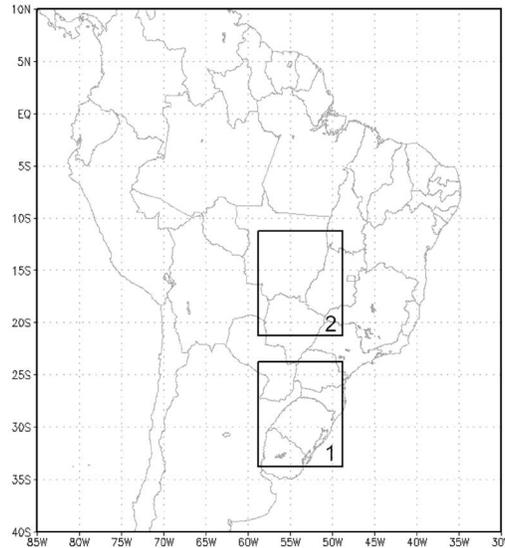
4.1.2. Delimitação das áreas de estudo baseada nas análises de SVD entre precipitação e TSM e nas regiões de cultivos agrícolas

As análises anteriores sugerem que a região Sul é altamente influenciada pela TSM dos dois oceanos, apresentando forte sinal de precipitação quando há dipolos de anomalias de TSM nos extratropicos. A relação entre anomalias de TSM nos oceanos com precipitação sobre a região Centro-Oeste do Brasil foi menos evidente do que para a região Sul. Porém, pôde-se perceber que o Centro-Oeste apresenta, em geral, uma variabilidade oposta à da região Sul; isto fica evidente principalmente nas análises com o Oceano Atlântico (Figura 4.2), o qual se mostrou mais atuante na precipitação sobre a região central do Brasil. Nos resultados para o Oceano Pacífico essa oposição ocorre no mês de Novembro (Figura 4.1.d), onde existe o dipolo de precipitação sobre o sudeste da América do Sul, enquanto que nos outros meses o sinal das duas áreas de estudo é semelhante.

As variações no regime de chuvas do Centro-Oeste parecem sofrer a ação indireta das anomalias nos oceanos. Precipitação sobre esta região central pode estar relacionada com outros processos, como o transporte de umidade. Embora os sinais das análises de SVD para esta região tenham sido menores que os da região Sul, esta é uma importante região agrícola para o país e existem poucos estudos sobre a variabilidade de chuvas nesse local, o que torna o seu estudo relevante.

Definiu-se, assim, duas áreas de estudo (Figura 4.3): Área 1 – A1 (33,75°S–23,75°S, 58,75°W–48,75°W), que compreende o Sul do Brasil; e Área 2 – A2 (21,25°S–11,25°S, 58,75°W–48,75°W), que engloba parte da região Centro-Oeste do país.

Figura 4.3 - Mapa das regiões de estudo.



Mapa da América do Sul com as caixas pretas delimitando as duas áreas de estudo (10°x10°): Área 1 33,75°S–23,75°S, 58,75°W–48,75°W; Área 2 21,25°S–11,25°S, 58,75°W–48,75°W.

As duas áreas escolhidas cobrem principalmente regiões agrícolas do Brasil (ver mapas das culturas em Figura 2.2), porém englobam também porções de outros países da América do Sul. A1 abrange os estados brasileiros Rio Grande do Sul, Paraná e Santa Catarina, e parte dos países Uruguai, Argentina e Paraguai. A2 compreende porções dos estados brasileiros Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais e São Paulo, e uma pequena parte dos países Bolívia e Paraguai.

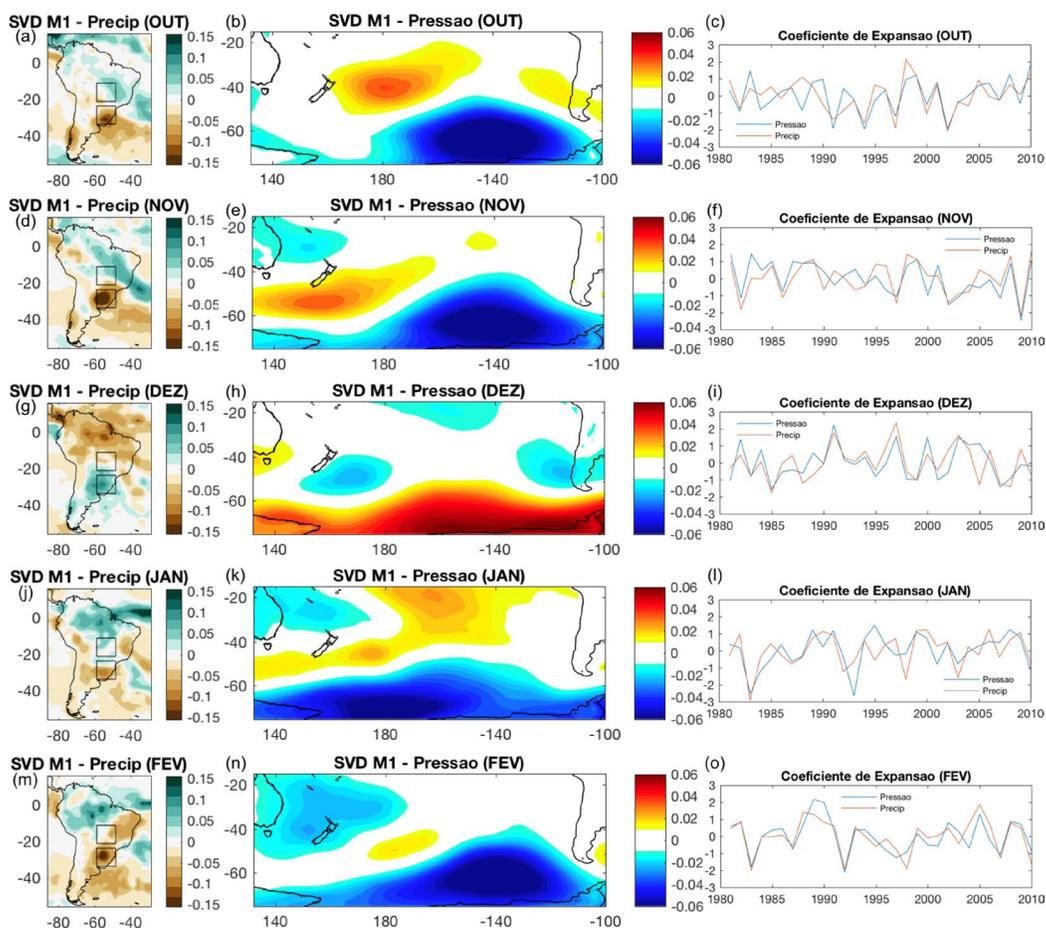
4.1.3. Precipitação sobre a América do Sul e campos de pressão

Análises de SVD são importantes para verificar como as variáveis se relacionam a partir de modos de variabilidade. Assim, este método aplicado para precipitação e as variáveis pressão e correntes oceânicas possibilitou o entendimento dos processos relacionados a anomalias de precipitação sobre a América do Sul, condizendo também com o que foi visto nas análises anteriores.

4.1.3.1. Oceano Pacífico

Os resultados de SVD entre precipitação e pressão (Figura 4.4) apresentaram anomalias significativas sobre o Oceano Pacífico e sobre a América do Sul. É importante ressaltar que o SVD mostra os modos de variação que, conforme é visto nos mapas, são representados com sinal positivo ou negativo, porém todos os meses apresentaram a mesma relação entre esta região oceânica com precipitação sobre as áreas de estudo. O padrão de precipitação na América do Sul é semelhante ao identificado nas análises com TSM (Figura 4.1). Anomalias positivas de pressão no sudeste do Oceano Pacífico Sul, próximo à Antártica (Figuras 4.4.b, 4.4.e, 4.4.h, 4.4.k, e 4.4.n), estão associadas à alta precipitação sobre A1 (Figuras 4.4.a, 4.4.d, 4.4.g, 4.4.j e 4.4.m); e anomalias negativas estão associadas à baixa precipitação. Essa configuração também será vista nos compostos na seção 4.2.

Figura 4.4 - SVD entre precipitação (América do Sul) e pressão ao nível do mar (Pacífico Sul).



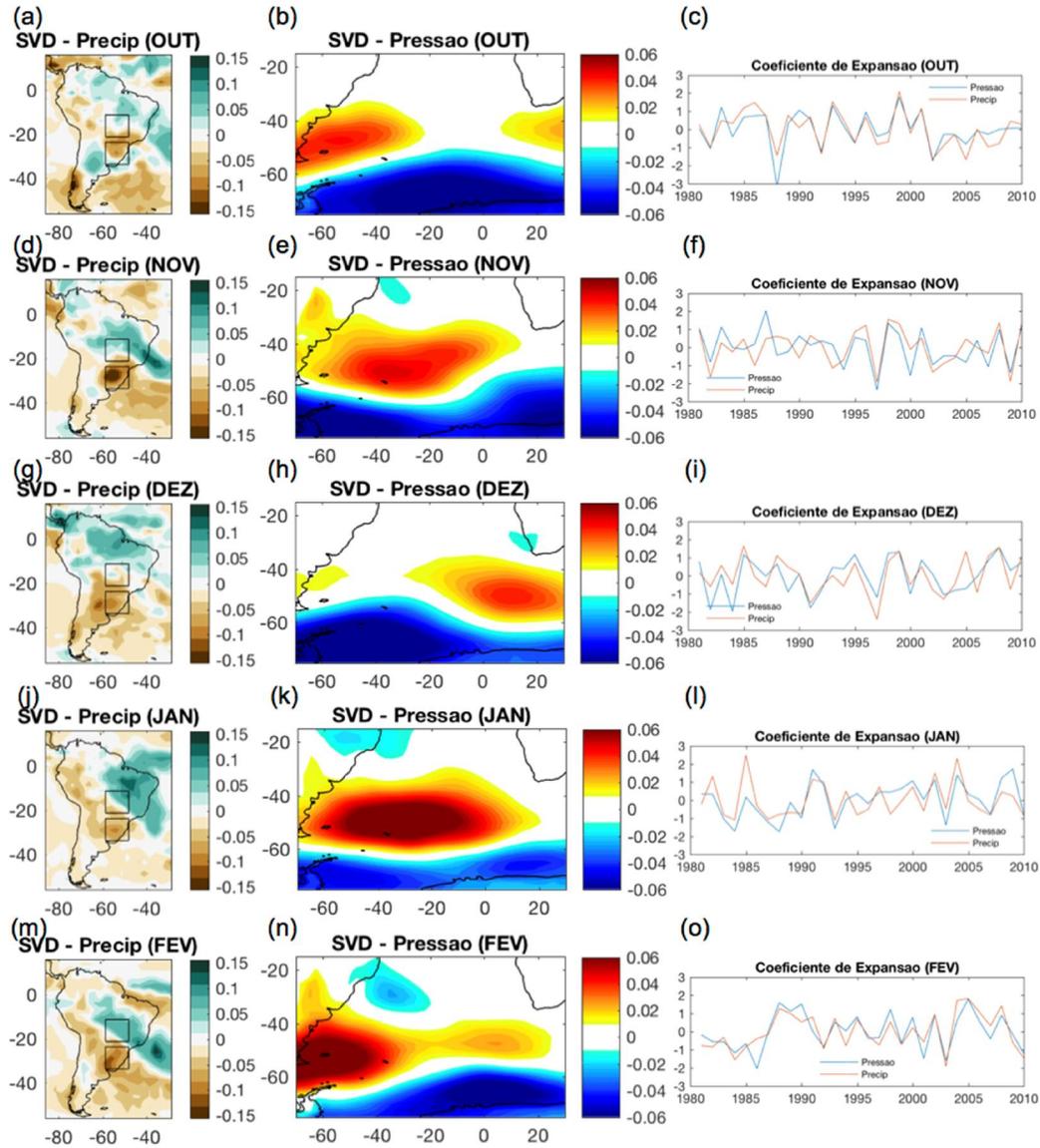
Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e pressão ao nível do mar no Oceano Pacífico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

4.1.3.2. Oceano Atlântico

Nos resultados de SVD entre precipitação na América do Sul e pressão ao nível do mar no Oceano Atlântico Sul (Figura 4.5), novamente encontra-se evidente o dipolo de precipitação nos meses de Novembro, Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.5.d, 4.5.j e 4.5.m). A1 e A2 apresentaram, em geral, sinais opostos

de precipitação associados à anomalia de pressão próximo à costa sudeste da América do Sul.

Figura 4.5 - SVD entre precipitação (América do Sul) e pressão ao nível do mar (Atlântico Sul).



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e pressão ao nível do mar no Oceano Atlântico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

Anomalia positiva de chuva na área A1 ocorre com anomalia negativa de pressão sobre o sudoeste do Oceano Atlântico. Quanto há alta pressão anômala nessa região há aumento de chuva sobre A2 e menos chuva em A1. Ao sul desta, na região da Antártica, existe uma anomalia de pressão oposta. A influência da variabilidade no campo de pressão sobre o Atlântico será discutida nas análises dos compostos (seção 4.2).

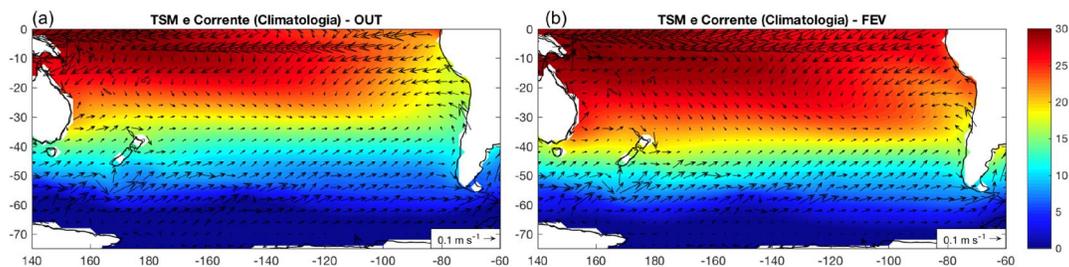
4.1.4. Precipitação sobre a América do Sul e correntes oceânicas

4.1.4.1. Oceano Pacífico

As grandes bacias oceânicas são compostas por correntes superficiais que formam os giros subtropicais, sendo quatro correntes principais. No HS estas correntes fazem parte de uma circulação anticiclônica, com sentido anti-horário, e são responsáveis por transportar águas mais quentes do equador para latitudes mais altas a oeste, e águas mais frias dos polos para latitudes mais baixas a leste. Este padrão pode ser visto nas diferentes climatologias mensais e exemplificado para Outubro e Fevereiro, que representam os meses de início e fim do período de estudo (Figura 4.6 e 4.8). A TSM está distribuída com maiores temperaturas nos trópicos e menor nos polos, e o padrão de circulação pode ser verificado através da TSM próximo às regiões costeiras. O leste dos oceanos apresenta temperaturas mais baixas em função do deslocamento de águas frias para latitudes mais baixas e também devido ao processo de ressurgência. Isto é verificado na costa oeste da América do Sul (Figura 4.6) e da África (Figura 4.8).

A Figura 4.6 contém a climatologia de TSM e de correntes superficiais do Oceano Pacífico Sul para os meses Outubro e Fevereiro. Em função das estações do ano, percebe-se que em Fevereiro (Figura 4.6.b) as águas mais aquecidas estendem-se para sul em função do maior aquecimento sobre o HS no verão. É evidente também o maior aquecimento na região oeste do Pacífico tropical. Este local próximo à Indonésia é caracterizado por águas superficiais mais quentes que são acumuladas devido ao escoamento dos ventos alísios.

Figura 4.6 - Climatologia de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção das correntes no Oceano Pacífico Sul.



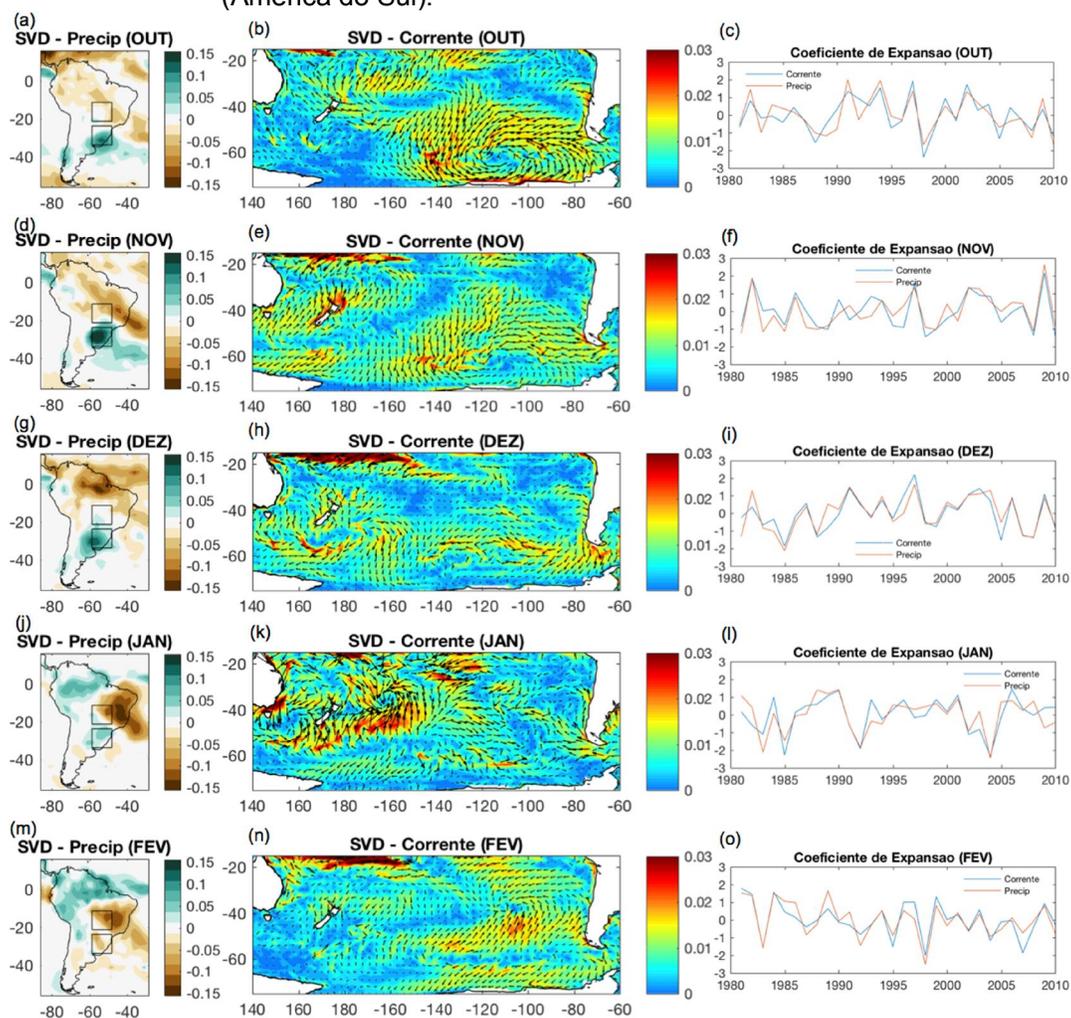
Climatologia da TSM (colorido) e da direção das correntes oceânicas superficiais (vetores) dos meses de Outubro (a) e Fevereiro (b), no período de 1981 a 2010.

Nas análises de SVD de correntes no oceano Pacífico Sul e precipitação sobre a América do Sul (Figura 4.7) novamente ficou evidente um sinal de precipitação sobre o sul do Brasil, na região de estudo A1, e anomalias na circulação do Pacífico, principalmente nos meses de Outubro a Janeiro (Figuras 4.7.a, 4.7.d, 4.7.g e 4.7.j). Em Outubro e Novembro (Figuras 4.7.b e 4.7.e) a circulação anticiclônica oceânica é mais forte no sudeste do oceano, quando há sinal positivo de precipitação na região de estudo (Figuras 4.7.a e 4.7.d), com forte movimento de correntes indo para sul no centro deste oceano. No oeste do oceano um sinal contrário de correntes foi verificado associado a anomalias positivas de precipitação em A1, com correntes anômalas fluindo para norte. Em Fevereiro, mesmo com sinal fraco em A1 (Figura 4.7.m), sinal negativo de precipitação está relacionado com o oposto no oceano, com circulação ciclônica de correntes no extremo sudeste do oceano (Figura 4.7.n).

As anomalias nas correntes podem gerar anomalias de TSM, e os resultados foram coerentes com o que foi verificado nas análises de SVD entre precipitação e TSM (Figura 4.1). No sudeste do oceano a anomalia anticiclônica com fortes anomalias de correntes para sul na região central do Pacífico Sul reduz o transporte de águas mais frias para latitudes mais baixas, e pode favorecer o aquecimento da superfície. No oeste do oceano, em latitudes mais baixas, a anomalia de correntes para norte faz com que o oposto ocorra, e pouca água quente de latitudes mais baixas chega, o que contribui

para o resfriamento da água superficial. Assim, o sentido das anomalias nas correntes oceânicas é consistente com as anomalias de TSM nas latitudes mais baixas a oeste e de sinal contrário a sudeste em latitudes mais altas (Figuras 4.1.b, 4.1.e, 4.1.h, 4.1.k e 4.1.n) e as duas variáveis se relacionam com a variabilidade de precipitação sobre A1. A relação entre correntes oceânicas e a geração de anomalias de TSM será discutida na seção 4.2.3.

Figura 4.7 - SVD entre correntes oceânicas superficiais (Pacífico Sul) e precipitação (América do Sul).

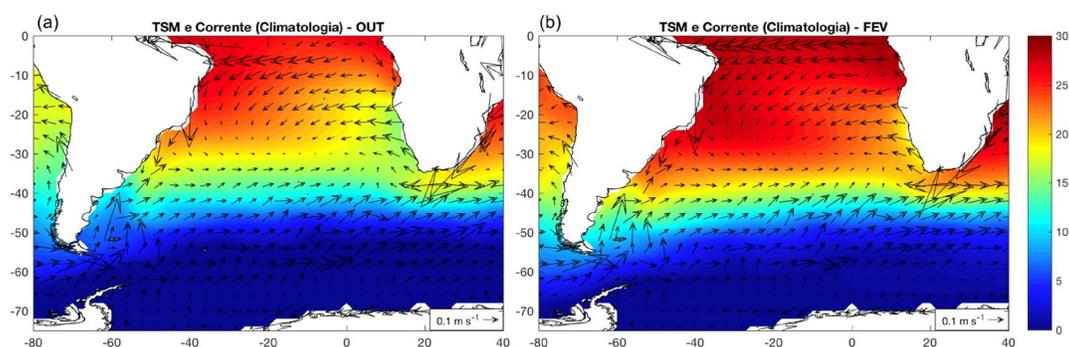


Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e correntes superficiais do oceano Pacífico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

4.1.4.2. Oceano Atlântico

A Figura 4.8 contém a climatologia de TSM e correntes do Oceano Atlântico Sul, e percebe-se a notável diferença em extensão longitudinal deste oceano em relação ao Pacífico. As temperaturas neste oceano, principalmente na região tropical, diferem bastante conforme as estações do ano. Em Outubro (Figura 4.8.a) há a presença de águas mais frias em latitudes mais baixas, principalmente no leste do oceano em função da direção das correntes. Já em Fevereiro (4.8.b) percebe-se o aumento da TSM na região tropical e correntes mais intensas. Nota-se também a região da CBM, com encontro da corrente mais quente de norte (Corrente do Brasil) com a corrente mais fria de sul (Corrente das Malvinas) próximo à costa da América do Sul por volta de 30°S em Outubro e 40°S em Fevereiro.

Figura 4.8 - Climatologia de TSM (°C) e direção das correntes no Oceano Atlântico Sul.



Climatologia dos meses de Outubro (a) e Fevereiro (b), no período de 1981 a 2010.

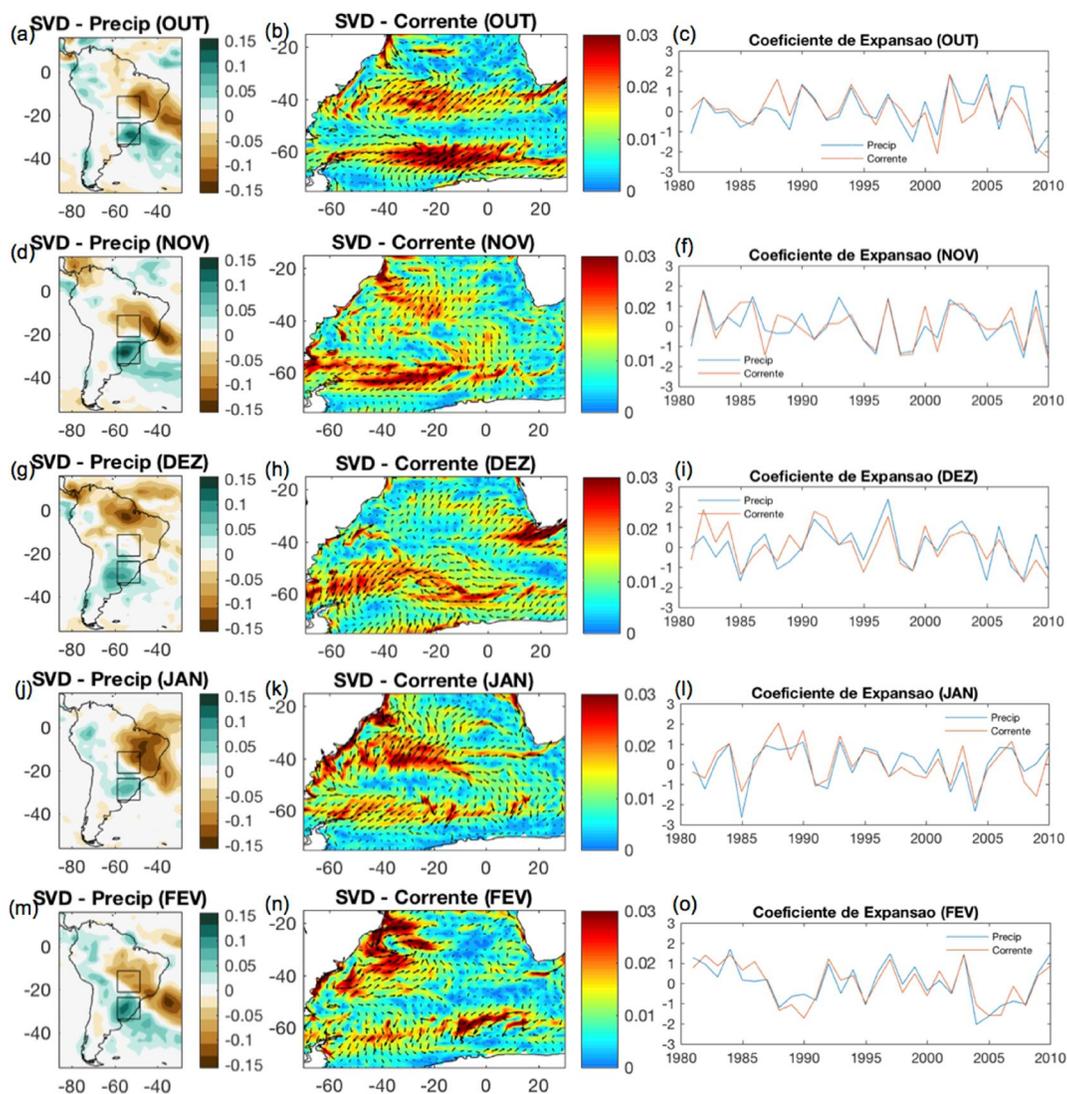
Os resultados das análises de SVD entre correntes no Oceano Atlântico e precipitação sobre a América do Sul (Figura 4.9) apresentaram sinais do dipolo de precipitação em praticamente todos os meses analisados (Figuras 4.9.a, 4.9.d, 4.9.j e 4.9.m), com exceção do mês de Dezembro (Figura 4.9.g). Existem duas faixas de anomalias de correntes oceânicas que se destacaram, apresentando direções opostas. Anomalias de corrente na direção sul em aproximadamente 60°S e de direção norte em aproximadamente 40°S (exceto

Dezembro) estiveram relacionadas com sinal positivo de precipitação sobre o Sul do Brasil (A1). Entre essas latitudes há uma circulação ciclônica anômala nas correntes quando há o dipolo de precipitação que indica anomalia positiva na área A1. Pela configuração do dipolo de precipitação, este padrão oceânico esteve associado a sinal negativo de precipitação sobre parte do Centro-Oeste (A2), Sudeste e Nordeste do Brasil.

Assim como foi verificado nas análises de SVD com TSM no Oceano Atlântico (Figura 4.2), sinais positivos de precipitação sobre o Sul do Brasil estiveram associados a anomalia de TSM negativa em aproximadamente 40°S e positiva ao norte desta, o que está coerente com as anomalias de correntes. Essas anomalias de correntes próximo à costa da América do Sul, entre 20°S e 30°S, podem estar relacionadas com intensificação ou enfraquecimento da Corrente do Brasil e do giro subtropical, que são responsáveis pela geração de anomalias de TSM. As anomalias de corrente no extremo sul devem estar associadas com variações na Corrente Circumpolar Antártica.

A climatologia na Figura 4.8 indica correntes de oeste entre as latitudes 40°S e 60°S. Assim, as anomalias são sinais de um enfraquecimento das correntes em 60°S e um fortalecimento em 40°S quando há precipitação anômala positiva em A1. Nota-se para esses casos uma difluência nas anomalias das correntes próximo à costa entre 40° e 60°S. Como visto anteriormente (PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005), a região da CBM possui grande importância para a estabilidade da camada atmosférica acima e para o padrão de ventos em função das águas mais frias ou mais quentes; alterações na intensidade dessas correntes contribui para anomalias de TSM que também influenciam na fonte de umidade e ventos para o continente.

Figura 4.9 - SVD entre correntes oceânicas superficiais (Atlântico Sul) e precipitação (América do Sul).



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade da precipitação na América do Sul (esquerda) e correntes superficiais do oceano Atlântico Sul (centro), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

4.1.5. Correlação entre precipitação nas áreas de estudo e variáveis atmosféricas e oceânicas

Após delimitadas as áreas de estudo, análises de correlação entre precipitação nessas regiões e variáveis globais (TSM, ROLE, Altura Geopotencial) contribuíram para destacar as características oceânicas e atmosféricas que se mostram atuantes na variabilidade de precipitação sobre o Brasil.

4.1.5.1. Precipitação e TSM

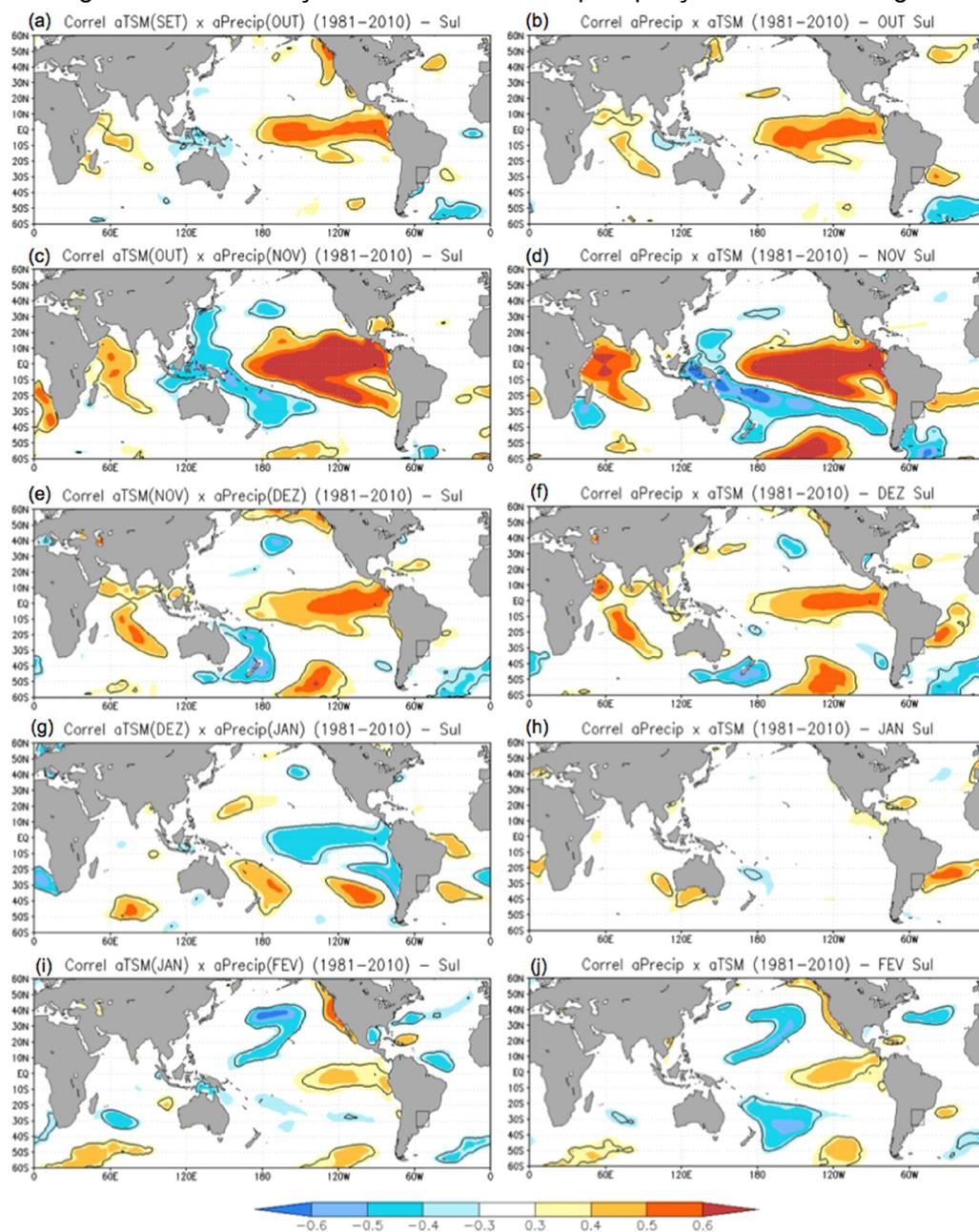
A) A1

Na correlação entre precipitação em A1 e TSM nos oceanos (Figura 4.10) um forte sinal foi visto sobre o Oceano Pacífico Tropical (associado ao fenômeno climático ENOS), principalmente para os meses de Outubro a Dezembro (Figuras 4.10.a-f). Essa influência já foi estudada em vários trabalhos, como Grimm et al. (1998; 2000); Coelho et al. (2002); Barros et al. (2008); Tedeschi et al. (2013; 2015). No entanto, além deste sinal, foram identificadas anomalias significativas no sul e oeste do Oceano Pacífico Sul e sudoeste do Oceano Atlântico Sul. Essa configuração é observada um mês antes e no mês das anomalias de precipitação na área A1.

A região Sul do Brasil é conhecida por sofrer influência de teleconexões, como os fenômenos ENOS, OMJ e PSA, que afetam o padrão de precipitação desta região (MO; WHITE, 1985; GRIMM et al., 1998; 2000; ZHOU; LAU, 2001; JONES et al., 2004; BARREIRO, 2010; ALVAREZ et al., 2016). Um sinal semelhante ao padrão tripolo (TPI), proposto por Henley et al. (2015) e discutido para a variabilidade decadal, foi observado nas anomalias de TSM do oceano Pacífico relacionadas à precipitação em A1. O formato bumerangue, também encontrado por Henley et al. (2015) e Tedeschi et al. (2013), é percebido principalmente para o mês de Novembro (Figuras 4.10.c e 4.10.d), período importante para a agricultura no Sul do Brasil que compreende o final

do plantio e estágio de desenvolvimento da planta, onde condições de precipitação favoráveis são indispensáveis.

Figura 4.10 - Correlação entre anomalias de precipitação em A1 e TSM global.



Correlação com defasagem de um mês (esquerda) e em fase (direita) para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

O centro de anomalias de TSM no sul do Oceano Pacífico, ao sul do padrão tripolo, apresentou alta correlação positiva com a precipitação em A1, principalmente para os meses Novembro, Dezembro e Fevereiro sem defasagem (Figuras 4.10.d, 4.10.f e 4.10.j). Com defasagem de um mês, a TSM de Outubro nesta área apresentou correlação positiva com a precipitação em Novembro (Figura 4.10.c), e a TSM em Novembro também apresentou correlação positiva com a precipitação em Dezembro (Figura 4.10.e). Isto sugere que o sinal de TSM nesta região do oceano em um mês pode ser indicativo de precipitação no mês seguinte, principalmente em Outubro, Novembro e Dezembro.

Mesmo não sendo delimitada por Henley et al. (2015) nas áreas que compreendem o tripolo, essa área sul do oceano também apresentou oposição de sinais com a área logo acima dela no índice TPI. A região possui centro em aproximadamente 50°S e 130°W , e há então um gradiente de TSM entre essa região e a Área 3 do tripolo desenvolvido por Henley et al. (2015). A área de sinal oposto à área sul encontra-se a noroeste no oceano Pacífico Sul, se estendendo desde a região equatorial até aproximadamente a Nova Zelândia, e apresenta correlação negativa com a precipitação em A1. Essas duas áreas com sinais opostos foram identificadas nas análises de SVD na Figura 4.1 e formam um padrão semelhante a um dipolo de TSM no oceano Pacífico Sul extratropical.

No Oceano Atlântico Sul, as maiores correlações estiveram na região sudoeste, próximo à costa da América do Sul, principalmente para os meses Outubro a Janeiro, sem defasagem (Figuras 4.10.b, 4.10.d, 4.10.f e 4.10.h). Diferente do Oceano Pacífico, no Oceano Atlântico as correlações com um mês de antecedência (defasagem de um mês) são mais fracas e, em geral, afastadas da costa. Uma oposição de sinais entre essa região próxima ao continente e uma área ao sul de 50°S é identificada na correlação em fase, enquanto que na correlação com defasagem o sinal no oceano é fraco. Desta maneira, verifica-se que os processos atmosféricos resultantes das anomalias

de TSM que influenciam a região de estudo ocorrem em tempos diferentes para cada oceano.

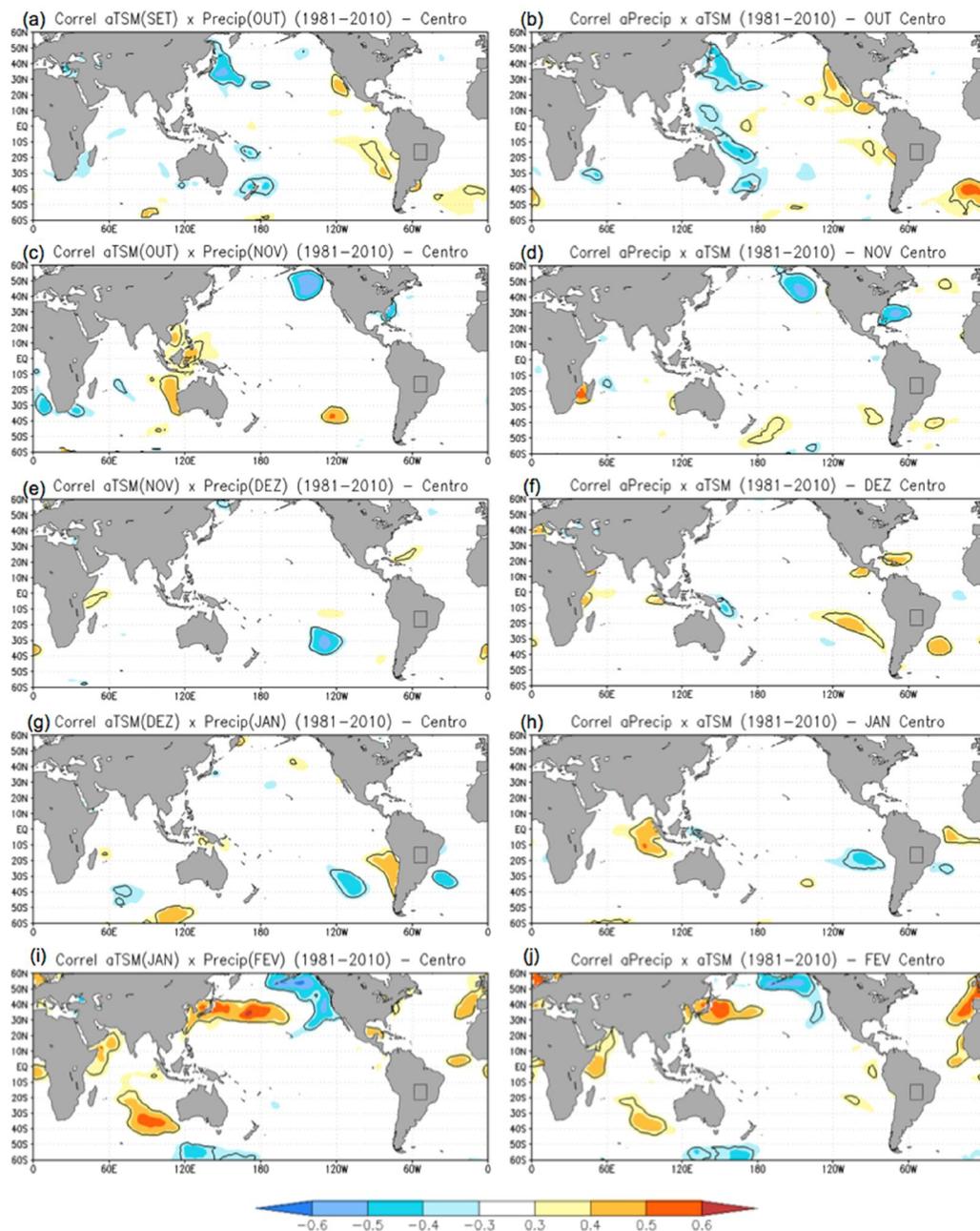
O padrão de TSM no Oceano Atlântico com oposição de sinais indica, para a região mais ao norte (~20-30°S), correlação positiva com precipitação em A1, enquanto que a região mais ao sul (~40-60°S) possui correlação negativa. Este gradiente de TSM próximo à costa da América do Sul contribui para o surgimento de fluxos verticais que afetam a circulação atmosférica (PEZZI et al., 2005). Além disso, os sinais de TSM também podem estar associados a anomalias de pressão atmosférica e transporte de umidade para o continente (BARROS et al., 2000; PEZZI et al., 2016; BARROS; SILVESTRI, 2002).

A correlação positiva com TSM no Oceano Atlântico adjacente à região Sul do Brasil, conforme visto na Figura 4.10 para todos os meses na análise sem defasagem, indica que águas mais quentes favorecem o aumento de precipitação sobre a região através de fluxos de umidade do oceano para o continente (aumento de TSM gera um aumento da evaporação e maior umidade para a atmosfera). As anomalias positivas de TSM próximo à costa do Sudeste também influenciam o deslocamento da ZCAS para sul, uma vez que contribuem para variações na circulação atmosférica e na fonte de umidade proveniente do Oceano Atlântico, como foi visto em BARROS et al. (2000).

B) A2

Em comparação com A1, a região Centro-Oeste do Brasil parece sofrer menor influência de padrões remotos. Para A2 não foram encontrados centros de anomalias de TSM significativos nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul (Figura 4.11). Enquanto A1 sofre grande influência da passagem de trem de ondas que contribuem para variações na disponibilidade de chuvas, a região A2 parece receber mais influência local, por variações no fluxo de umidade, por exemplo. Esta influência é analisada na seção 4.2.2.2.

Figura 4.11 - Correlação entre anomalias de Precipitação em A2 e TSM global.



Correlação com defasagem de um mês (esquerda) e em fase (direita) para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

Da mesma forma que a superfície do oceano interfere na ZCAS, existe um processo de feedback entre a atmosfera e o oceano, de maneira que a nebulosidade acima interfere na quantidade de radiação que chega ao oceano, afetando a TSM (CHAVES; NOBRE, 2004). Correlações negativas no oceano Atlântico próximo à costa sudeste da América do Sul em Janeiro (Figura 4.11.g-h) podem estar associadas à presença da ZCAS. A região A2 recebe influência desta configuração, quando ocorre aumento na quantidade de chuvas para esta região no verão. A maior nebulosidade na faixa sobre o Brasil e parte do oceano faz com que a superfície do oceano se resfrie nessa região, o que é visto para o mês de Janeiro. Essa faixa de nuvens impede que a radiação atinja a superfície do oceano e a aqueça, causando anomalias negativas de TSM, e portanto correlação negativa. A relação negativa entre precipitação na região Sudeste e TSM no Oceano Atlântico no verão foi discutida por Chaves e Nobre (2004).

4.1.5.2. Precipitação e ROLE

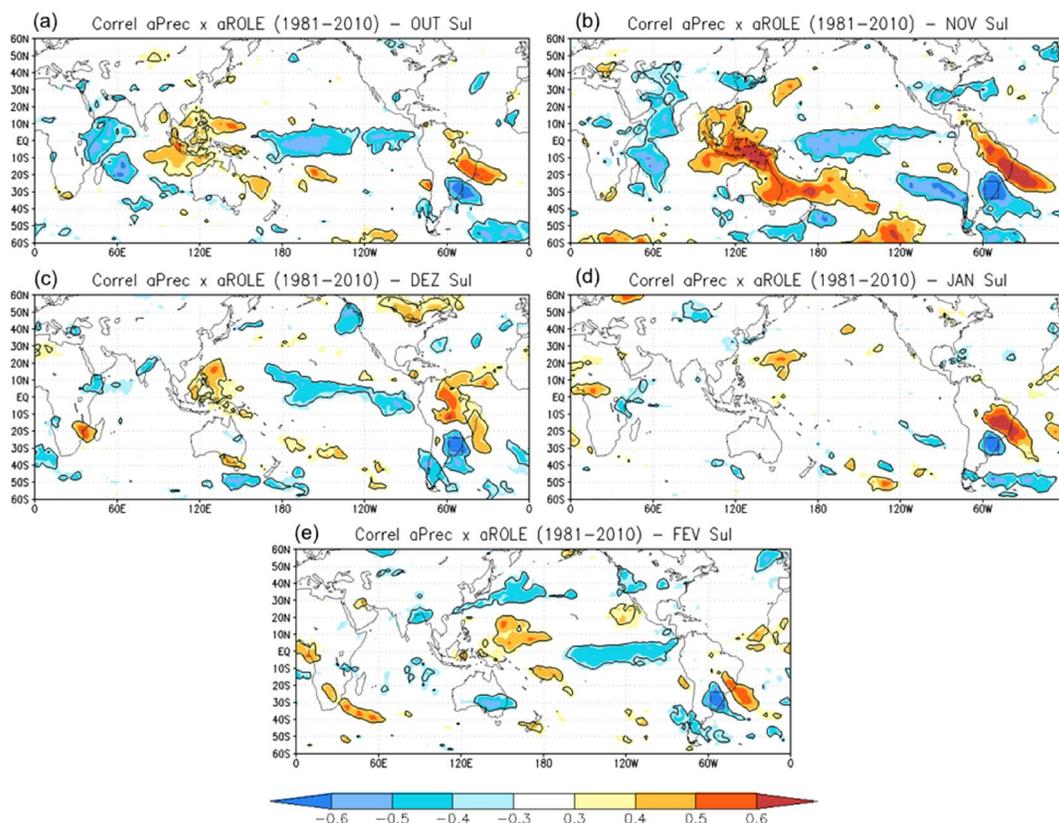
A) A1

Análises de ROLE são importantes pois essa variável contribui como um indicador de chuva e nebulosidade convectiva. A correlação feita entre precipitação em A1 e ROLE global deixa bem evidente a região de anomalia negativa de ROLE sobre essa área de estudo (Figura 4.12). Valores negativos de ROLE estão associados a áreas de nebulosidade, relacionados à convecção. Neste caso a correlação negativa de ROLE com a precipitação sobre A1 indica a relação dessa variável com a chuva na região.

Para todo o período em questão percebe-se o aumento de chuvas em A1 fortemente associado ao dipolo de precipitação existente sobre a América do Sul. Isso é verificado através de correlações negativas (chuvoso) e positivas (seca) de ROLE sobre A1, com correlação oposta a nordeste. Percebe-se também que essas duas faixas convectivas estendem-se pelo continente até o Oceano Atlântico Sul.

Além do dipolo de precipitação sobre a América do Sul fica claro também um tripolo zonal na região tropical, com centro sobre a região da Indonésia, e sinais opostos a este nos oceanos Pacífico e Índico tropicais, principalmente nos meses de Outubro e Novembro (Figura 4.12.a-b). Essa configuração é semelhante ao padrão da OMJ, cuja influência no dipolo de precipitação da América do Sul já foi discutida em outros estudos (CARVALHO et al., 2004; LIEBMANN et al., 2004). Padrões de origem tropical como OMJ, ENOS e PSA indicam mecanismos importantes para variações na circulação atmosférica no HS através do estabelecimento de trens de ondas, influenciando a precipitação sobre a América do Sul (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 2002).

Figura 4.12 - Correlação entre anomalias de precipitação (em A1) e ROLE (global).



Nogués-Paegle e Mo (2002) mostram que a fase quente do ENOS está relacionada com menor precipitação sobre o norte da América do Sul por variações na circulação da célula de Walker, e aumento de chuvas ao sul devido ao trem de ondas do PSA. Nogués-Paegle et al. (2000) estudam a variabilidade intrasazonal através da propagação de anomalias de OLR da região tropical do Pacífico para o Pacífico central e a América do Sul, que influenciam a convecção na região da ZCAS. Devido aos fortes sinais sobre a região tropical do Oceano Pacífico e também extratropical, como é o caso do mês de Novembro (Figura 4.12.b), fica evidente que a precipitação sobre A1 está associada a processos envolvendo este oceano.

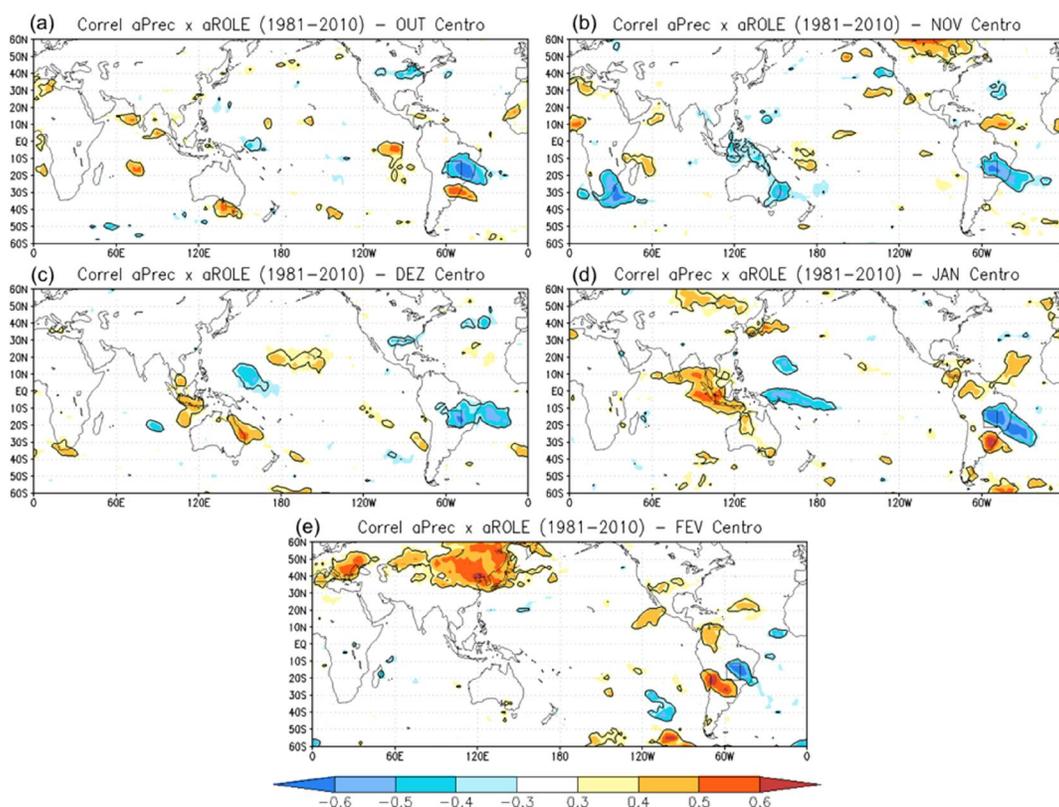
A área de correlações positivas que se estende da Indonésia para sudeste (com sinal mais significativo em Novembro – Figura 4.12.b) pode ser relacionada com a variabilidade da ZCPS. Relações da ZCPS com a ZCAS foram discutidas por Casarin e Kousky (1986) e Grimm e Silva Dias (1995). Anomalias oceânicas afetam localmente e também remotamente outras regiões através de teleconexões. Processos como convecção anômala sobre a Ásia, anomalias de TSM e geração de trens de onda que se propagam para as regiões extratropicais, afetam o padrão de circulação atmosférica, contribuindo para variações no regime de chuvas sobre a América do Sul e a região Sul do Brasil (BARROS; SILVESTRI, 2002; DOYLE; BARROS, 2002; BARREIRO, 2010; SEAGER et al., 2010). Nas próximas seções serão discutidas as relações entre anomalias oceânicas e atmosféricas com a precipitação nas áreas de estudo.

B) A2

As correlações entre precipitação em A2 e ROLE global foram diferentes dos resultados para A1. Neste caso os sinais sobre os oceanos foram menos intensos e com maior variação dependendo do mês (Figura 4.13). O dipolo de precipitação sobre a América do Sul (onde, neste caso, A2 se localiza na faixa ao norte, com sinal oposto ao Sul do Brasil – A1) pode ser visto nos meses de

Outubro, Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.13.a, 4.13.d e 4.13.e), enquanto que nas análises da área A1 esteve presente em todo o período estudado.

Figura 4.13 - Correlação entre anomalias de precipitação (em A2) e ROLE (global).



Correlação para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

Além dos sinais sobre o continente, houve também um dipolo leste-oeste de ROLE próximo à Ásia e Austrália, mas com posições diferentes do caso de A1. Enquanto a precipitação em A1 apresentou correlação positiva com a Indonésia e Pacífico oeste, e correlação negativa com o Pacífico Equatorial Central, A2 apresentou correlação com um dipolo de ROLE mais a leste. A precipitação em A2 se mostrou correlacionada positivamente com ROLE sobre o leste do Oceano Índico, e negativamente com ROLE sobre o oeste do Oceano Pacífico Equatorial nos meses de Dezembro e Janeiro (Figura 4.13.c-

d). Nota-se também que em Janeiro (Figura 4.13.d) as correlações estão mais altas nessas duas regiões e há também correlações com sinal oposto ao sul da área A2, o que não acontece em Novembro e Dezembro (Figura 4.13.b-c). A configuração de ROLE na região do Índico, Indonésia e Pacífico Oeste no mês de Janeiro tem características de OMJ.

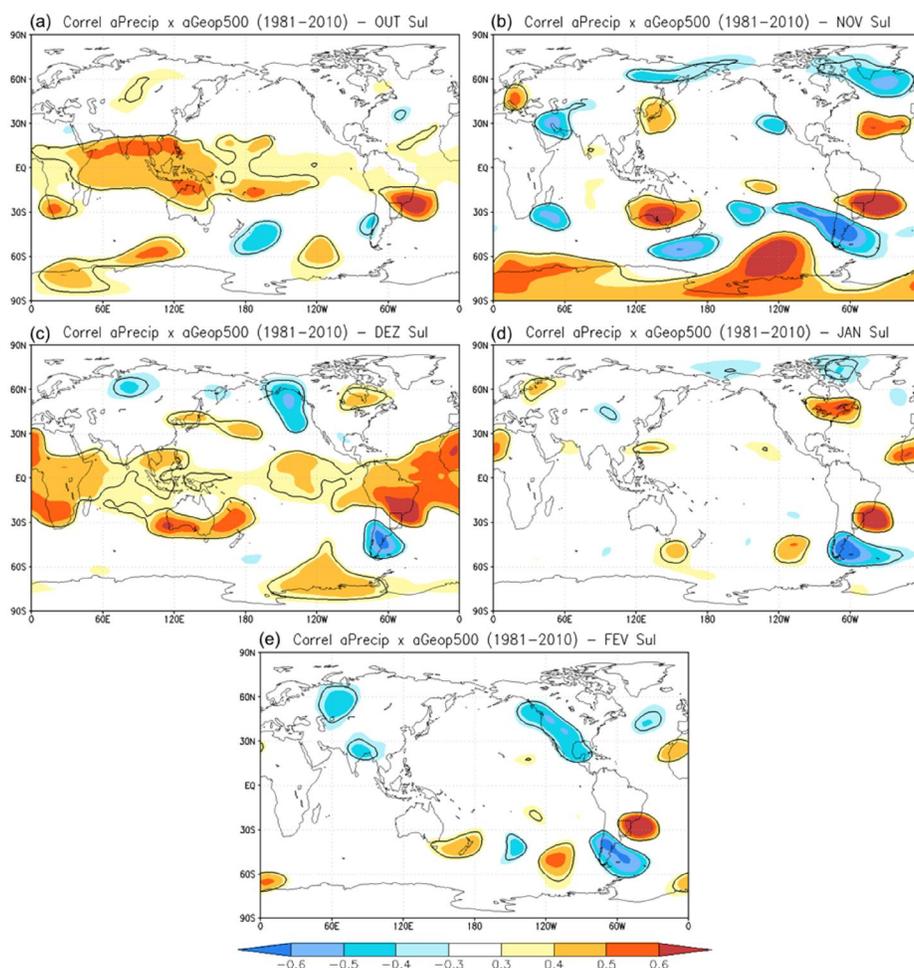
4.1.5.3. Precipitação e Altura Geopotencial

A) A1

Os resultados das correlações de Precipitação em A1 com anomalia de Geopotencial em 500hPa evidenciam centros característicos de trens de ondas sobre o oceano Pacífico Sul e o continente da América do Sul (Figura 4.14). Percebe-se o trem de ondas da região tropical sobre a Indonésia e norte da Austrália, que se propaga para as regiões extratropicais e para a América do Sul, em forma de arco, típico da configuração PSA. Isto fica bem evidente nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro (Figura 4.14.a-c), com fortes sinais na região tropical, e também nos meses de Janeiro e Fevereiro (Figura 4.14.d-e), com centros localizados somente nos extratropicais.

Já se conhece a influência de padrões como o PSA para a geração de anomalias na circulação atmosférica que afetam as condições atmosféricas em regiões da América do Sul (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 2002; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; CARVALHO et al., 2011). Porém, na presente análise nota-se que na região onde se observou o centro de anomalias de TSM no sudeste do Pacífico Sul, o trem de ondas na atmosfera apresenta um centro com anomalias positivas de geopotencial, o que pode ser um indício da influência dessa região na intensificação do trem de ondas que se estende para a América do Sul.

Figura 4.14 - Correlação entre anomalias de Precipitação (em A1) e Geopotencial em 500hPa (global).



Correlação para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

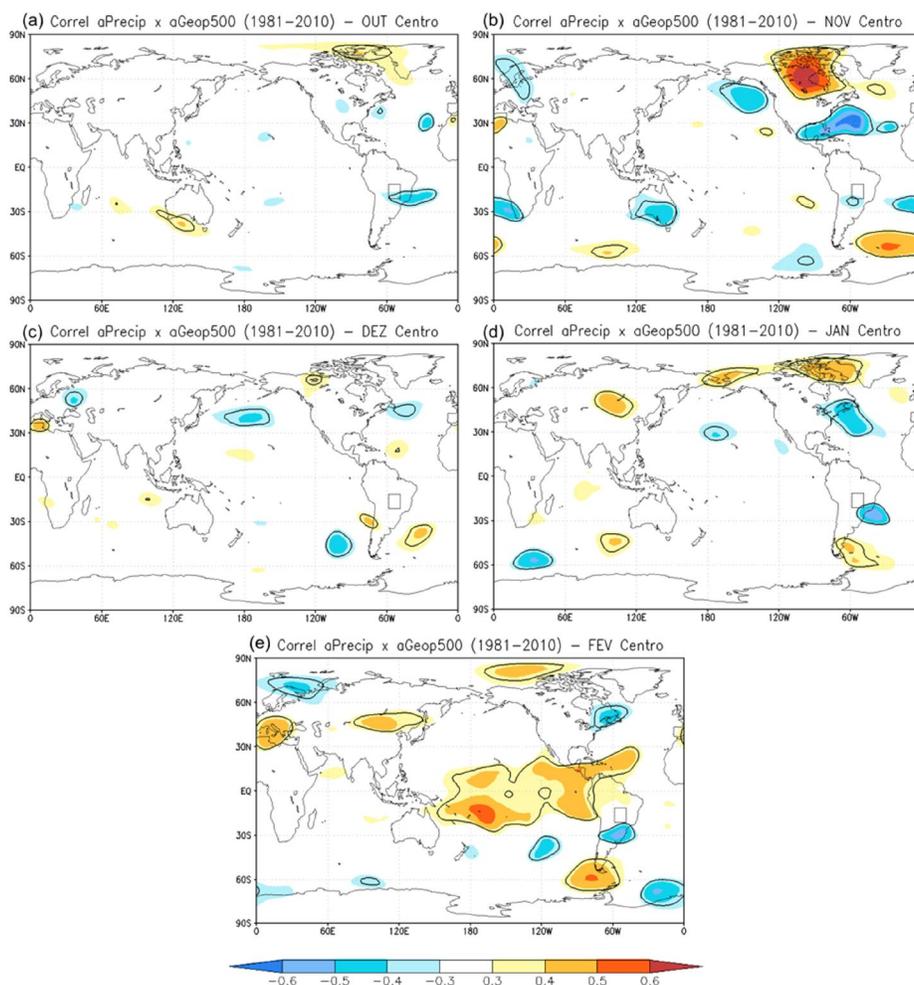
A precipitação em A1 está associada às anomalias negativas de geopotencial a sudoeste e positiva a nordeste, que fazem parte do trem de ondas tipo PSA, o qual indica interações trópicos-extratrópicos. A região a leste do cavado, entre o cavado e a crista sobre a América do Sul, é propícia para condições dinâmicas de forte ascensão de ar. Dependendo das condições termodinâmicas (aquecimento e umidade) há geração de forte convecção e intensa precipitação na região.

B) A2

Para a região A2, os processos envolvendo anomalias de precipitação ocorrem de maneira diferente. Neste caso, a influência de trens de ondas já não é encontrada, o que é verificado nos resultados de correlação entre precipitação sobre A2 e geopotencial em 500hPa (Figura 4.15). A área de estudo é influenciada na maioria dos meses (com exceção de Dezembro) por um cavado ou ciclone local, sem a presença do trem de ondas.

Os resultados de Geopotencial ressaltam o que foi encontrado nas correlações com TSM, ou seja, a precipitação na região A2 provavelmente recebe pouca influência da forçante externa do Pacífico. Conforme foi visto em diversos estudos (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 2002; CARVALHO et al., 2004; LIEBMANN et al., 2004), regiões do Pacífico e trens de onda do tipo PSA influenciam também na ZCAS, a qual possui importância para a região A2. Porém, os resultados de geopotencial indicam que o trem de ondas deve agir sobre as áreas mais a leste, podendo não influenciar diretamente as regiões que encontram-se mais no interior do continente, como o Centro-Oeste do Brasil. Esta região recebe umidade da Amazônia e também umidade proveniente do ramo oeste da alta subtropical. Variações nesses fluxos podem afetar as anomalias de precipitação.

Figura 4.15 - Correlação entre anomalias de Precipitação (em A2) e Geopotencial em 500hPa (global).



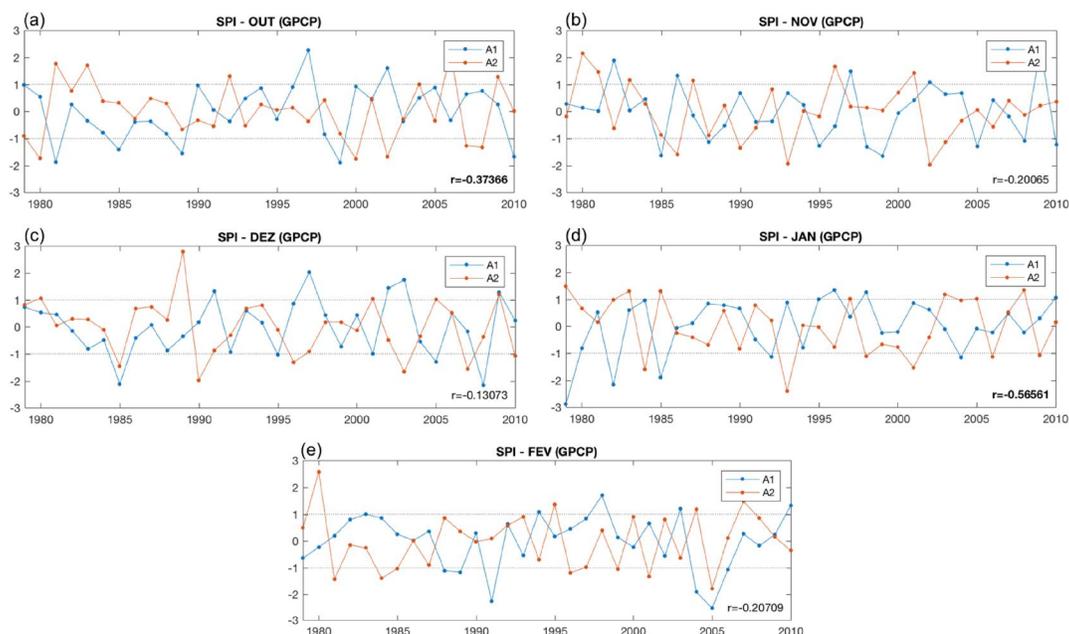
Correlação para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

4.2. Extremos de precipitação no Sul e Centro-Oeste do Brasil

A partir do cálculo dos índices SPI nas duas áreas de estudo, foram selecionados os anos que apresentaram os valores mais extremos, positivos e negativos. Neste estudo mensal optou-se por estudar os meses mais relevantes para a cultura de grãos no Sul e Centro-Oeste do Brasil, com foco para o período entre Outubro e Fevereiro (período mais crítico nesta prática

agrícola). A Figura 4.16 representa a série temporal do SPI de cada mês para A1 e A2.

Figura 4.16 - Série temporal do SPI para A1 e A2



Série temporal do índice SPI em A1 (azul) e A2 (vermelho) para os meses de Outubro a Fevereiro. Na porção inferior direita de cada gráfico encontra-se o coeficiente de correlação (r) entre as duas séries temporais, sendo em **negrito** os resultados de maior significância ($p < 0,05$).

Como discutido anteriormente, os processos associados a anomalias de precipitação são diferentes nas duas áreas de estudo, bem como os padrões sazonais. Percebe-se que, para todos os meses, a correlação entre o SPI da área A1 e A2 foi negativa. Este comportamento deve estar associado ao dipolo de precipitação sobre a América do Sul, em função das análises serem feitas para os meses de Outubro a Fevereiro. Nos meses de inverno esta relação oposta não foi verificada, havendo neste caso predomínio de correlações positivas entre SPI nas áreas de estudo (Apêndice A.1).

Através da identificação dos casos secos e chuvosos pôde-se estudar os compostos das variáveis para os eventos nas áreas de estudo. As Tabelas 4.1 (A1) e 4.2 (A2) indicam os períodos que apresentaram valores de SPI acima de +1 (chuvosos) e abaixo de -1 (secos), utilizados para o cálculo dos compostos e estudo dos casos. Para cada mês, foram selecionadas as mesmas quantidades de anos tanto para eventos de seca quanto de excesso de chuva.

Tabela 4.1 - Relação de anos chuvosos e secos para A1.

| | Chuvoso | Seco |
|-----|---|---|
| OUT | 1997 ^c , 2002 ^c | 1999 [*] , 1981, <u>2010</u> , <u>1989</u> , <u>1985</u> ^c |
| NOV | 2009 [*] , 1982 ^c , 1997 ^c , 1986 ^m , 2002 ^c | 1999 [*] , 1985 ^c , 1998 [*] , 2005, 1995 ^c , <u>2010</u> , <u>1988</u> [*] , <u>2008</u> ^m |
| DEZ | 1997 ^c , 2003, 2002 [*] , 1991 [*] , <u>2009</u> | 2008 ^m , 1985, 2005 ^c , 1995 |
| JAN | 1996, 1998 ^c , 2010 | 1982, 1979, 1985 ^c , <u>2004</u> , <u>1992</u> [*] |
| FEV | 1998 ^c , 2010, 2003 [*] , 1994 | 2005 ^m , 1991 ^m , 2004, 1989 [*] , <u>1988</u> , <u>2006</u> ^c |

Os anos estão dispostos conforme a severidade encontrada através do valor do SPI, em ordem decrescente. Levando-se em conta os anos com o fenômeno ENOS, em **vermelho** estão os períodos quentes (eventos de El Niño) e em **azul** os períodos frios (eventos de La Niña). Os anos de ENOS também foram classificados como Canônico (^c), Modoki+A (^m) ou ambos (^{*}), de acordo com Tedeschi et al. (2013). Os anos de 1979, 1980 e 2010, que não foram analisados por Tedeschi et al. (2013), foram classificados quanto ao sinal do Índice Oceânico Niño (ONI), na região Niño3.4, de acordo com registro histórico da NOAA. Os anos sublinhados são períodos em que o SPI esteve abaixo de -1 ou acima de +1 porém não fizeram parte das análises de compostos, uma vez que se optou por escolher o mesmo número de casos para eventos secos e chuvosos de cada mês (como foi descrito no Cap. 3.2.3).

Tabela 4.2 - Relação de anos chuvosos e secos para A2.

| | Chuvoso | Seco |
|-----|--|--|
| OUT | 2006 ^c , 1981, 1983 ^m , 1992, 2009 [*] | 2000 ^m , 1980, 2002 ^c , 2008 ^m , 2007 ^c |
| NOV | 1980, 1996, 1981, 2001, 1983 ^m , 1987 ^c | 2002 ^c , 1993, 1986 ^m , 1990, 2003 |
| DEZ | 1989, 2009 ^c , 1980, 2001, 2005 ^c | 1990 ^m , 2003, 2007 [*] , 1985, 1996 ^c , 2010 |
| JAN | 1979, 2008 [*] , 1985 ^c , 1983 ^c , 2003 [*] , 2005 ^m , 1997 ^c | 1993, 1984, 2001 ^m , 2006 ^c , 1998 ^c , 2009 ^m |
| FEV | 1980, 2007 ^c , 1995 ^m , 2004 | 2005 ^m , 1981, 1984, 2001 ^m , 1996, 1999 [*] , 1985 ^c |

Legenda de acordo com a Tabela 4.1.

Eventos de El Niño canônico estão associados a aumento de chuvas sobre o Sul do Brasil (TEDESCHI et al., 2013). De acordo com a Tabela 4.1, grande parte dos períodos chuvosos em A1 foram de El Niño Canônico. No mês de Novembro, por exemplo, todos os anos de eventos chuvosos foram também classificados como anos de El Niño. Porém, os resultados de SPI para os demais meses indicam que houve excesso de precipitação também em anos neutros para este fenômeno. Além disso, a maioria dos anos secos foram períodos de La Niña, com exceção de Fevereiro de 1991 e 2005 (El Niño Modoki+A) e outros anos neutros.

Tedeschi et al. (2013) mostraram que há grandes diferenças nas anomalias de chuva entre os casos de El Niño canônico e El Niño Modoki+A e, diferente do primeiro, o último não contribui para eventos chuvosos no Sul do Brasil; este apresenta, inclusive, influência oposta, com condições de seca no Sul principalmente em Dezembro, Janeiro e Fevereiro. Isso é verificado nos dois casos de El Niño Modoki+1 em A1, que estiveram associados a eventos de seca.

Nos casos de A2 percebe-se que não houve dominância de casos de ENOS nos extremos chuvosos e secos, o que mostra que, para essa região, o Pacífico Equatorial não possui a mesma importância que para A1. A fase

quente do ENOS se mostrou com forte influência sobre o aumento de precipitação em A1, enquanto que a fase fria não apresentou a mesma dominância sobre eventos secos. Dentre os 19 casos chuvosos para A1, 16 deles foram períodos de El Niño; e dos 28 casos secos, 15 deles foram períodos de La Niña. Já para A2 houve casos de ambas as fases do ENOS tanto para períodos chuvosos quanto secos.

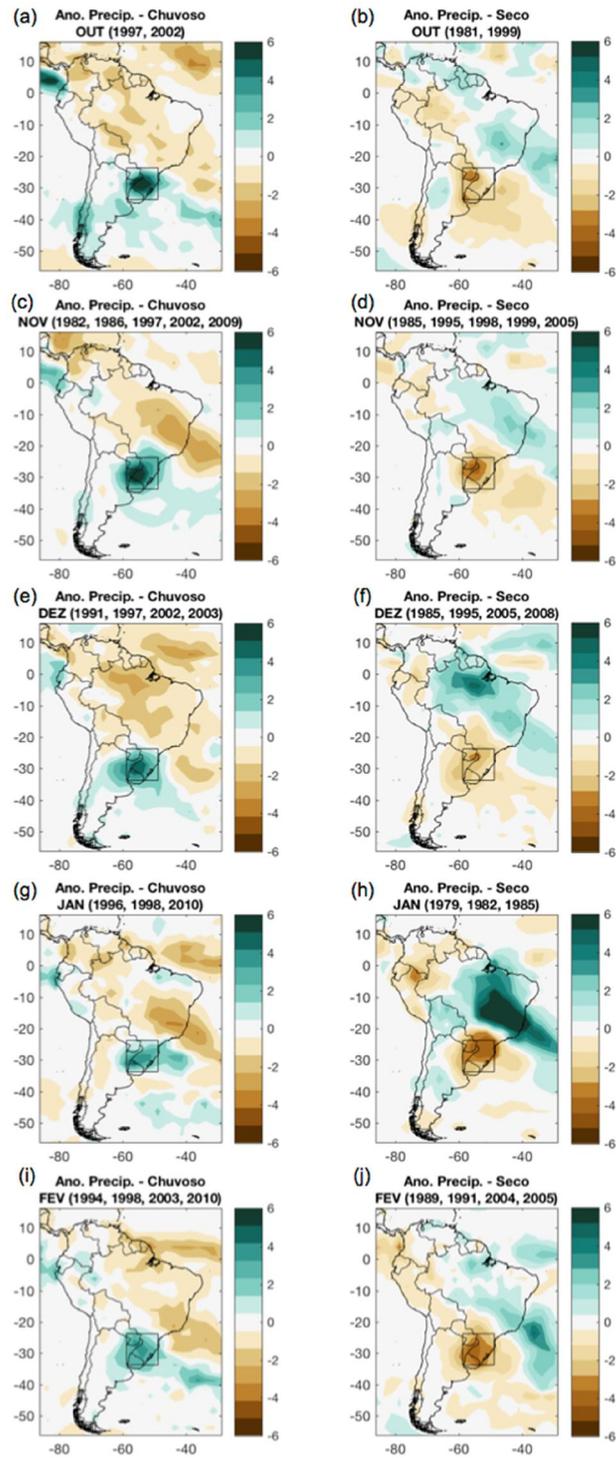
Os resultados de SPI indicam que outros fatores, além do conhecido fenômeno ENOS, podem estar interferindo na circulação atmosférica e propiciar extremos na precipitação. Torna-se interessante, então, o estudo dos casos extremos para se obter maior conhecimento e proporcionar um melhor monitoramento sobre a região, contribuindo para a qualidade da previsão dos eventos.

Os meses em que foram encontrados sinais importantes a partir das análises de SVD, de Outubro a Fevereiro, compreendem também o período em que a variabilidade de chuvas possui extrema importância na agricultura de grãos nas áreas de estudo. Nas próximas sessões serão discutidas as características oceânicas e atmosféricas de compostos de casos extremos (chuvosos e secos) de precipitação nas duas áreas, focando separadamente nas regiões do Oceano Pacífico e Oceano Atlântico.

4.2.1. Casos chuvosos e secos em A1

A Figura 4.17 contém os compostos de extremos secos e chuvosos de cada mês de estudo. Percebe-se que a região A1 se destaca em relação às outras regiões da América do Sul, e que as anomalias de precipitação nessa área geralmente possuem sinal oposto à faixa de precipitação a nordeste, indicando a configuração conhecida de dipolo de precipitação entre o sudeste e sul, discutida em vários estudos (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; DOYLE; BARROS, 2002; LIEBMANN et al., 2004). O padrão dipolo é mais organizado e intenso nos anos chuvosos de Novembro e Janeiro (Figuras 4.17.c e 4.17.g) e secos de Janeiro (Figura 4.17.h). A ocorrência dos extremos é analisada nas seções seguintes através do estudo de variáveis atmosféricas e oceânicas.

Figura 4.17 - Compostos de anomalias de Precipitação (mm dia^{-1}) para A1.



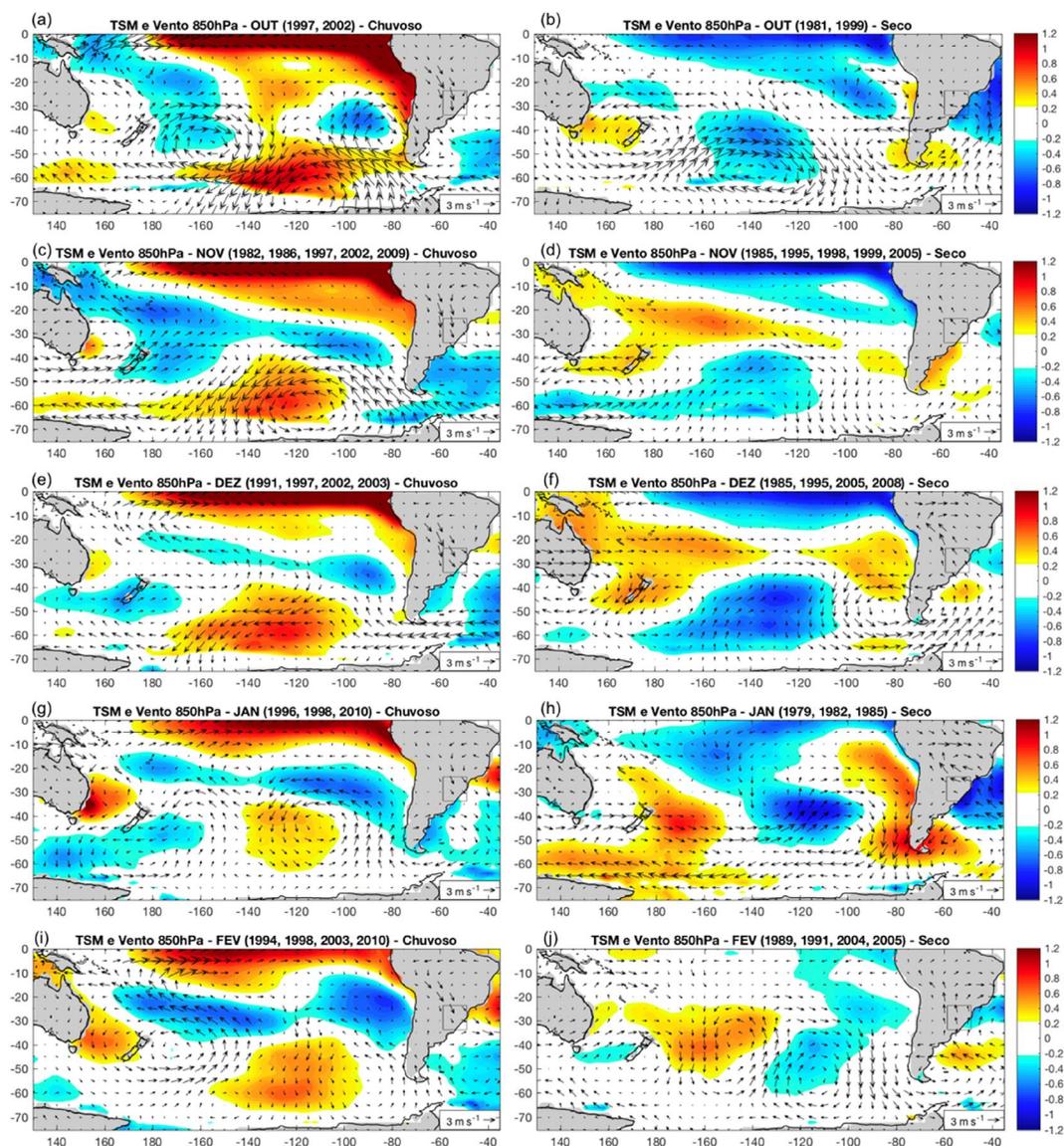
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1979 a 2010.

4.2.1.1. Condições atmosféricas e oceânicas

Os compostos de anomalias de TSM e anomalias de vento em 850hPa dos casos chuvosos e secos para os meses de Outubro a Fevereiro são apresentados na Figura 4.18. Em geral as anomalias de TSM encontradas apresentaram sinais opostos para os anos chuvosos e secos em A1, tanto na região tropical quanto na extratropical. Fica evidente o já esperado sinal na região equatorial, relacionada ao ENOS, e sua influência já é bem estudada. No entanto, percebe-se também a existência de fortes anomalias de TSM no oceano Pacífico Sul para todos os casos: positivas (negativas) ao sul (aproximadamente 55°S e 120°W) e negativas (positivas) a oeste (aproximadamente 25°S e 170°W) para casos chuvosos (secos), as quais já haviam sido identificadas nas análises anteriores.

Assim como já foi verificado nas análises de SVD (seção 4.1), duas áreas de sinais opostos de anomalias de TSM na região extratropical do Oceano Pacífico Sul são identificadas nos casos extremos de precipitação em A1 para todos os meses (Figura 4.18), confirmando essa relação. A região sul do oceano apresenta anomalia positiva de TSM para períodos chuvosos e negativa para secos em A1. Já a região a noroeste deste apresenta sinal negativo de TSM para eventos chuvosos e positivo para secos. Existem então dois sinais de anomalias opostas de TSM no oceano Pacífico Sul durante eventos extremos de precipitação sobre o Sul do Brasil. Nota-se também que, além da inversão de sinal das duas regiões oceânicas, existe também um certo deslocamento deste dipolo quando em condições opostas de precipitação em A1, variando em função do mês.

Figura 4.18 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Pacífico (0 a 75°S) para A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1979 a 2010.

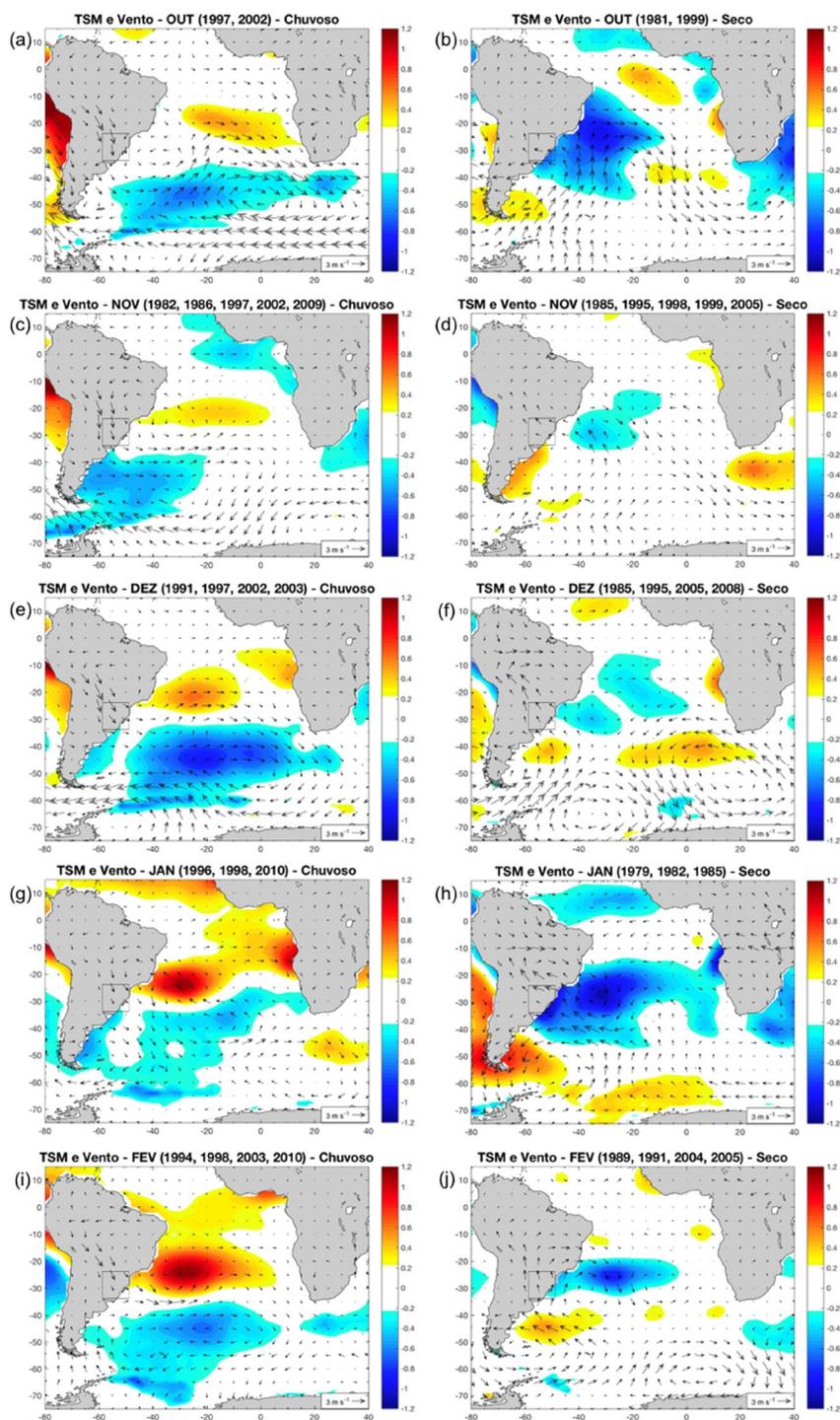
Assim como houve resultados opostos de TSM entre os casos chuvosos e secos, ocorreu também uma variação na circulação atmosférica próxima à superfície para os períodos em estudo. Existe uma inversão nas anomalias do vento em 850hPa sobre a região de anomalia de TSM no sul do Oceano

Pacífico. Em períodos chuvosos há uma anomalia de circulação anticiclônica em baixos níveis sobre essa região de anomalias positivas, o que indica uma anomalia positiva de pressão nesse local. Já para períodos secos a circulação é predominantemente ciclônica sobre anomalias negativas. Este resultado sugere então uma interação entre o oceano e a atmosfera, de maneira que as anomalias identificadas no oceano estão associadas a variações na circulação atmosférica acima.

O oceano Atlântico apresentou centros de anomalias de TSM opostas para eventos chuvosos e secos na área de estudo, porém com certa variação na posição e extensão (Figura 4.19). Para períodos chuvosos nota-se um dipolo com anomalias positivas no Atlântico tropical sul e anomalias negativas nas latitudes médias, com certa variação na posição nos diferentes meses. Períodos chuvosos em A1 estão associados a anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico em aproximadamente 20°S e negativa em 40°S.

Nos anos com falta de chuva não houve a presença de um dipolo bem definido, mas sim um predomínio de anomalias negativas de TSM na região subtropical. Para períodos secos predomina anomalia negativa de TSM em 20°S, com sinal mais fraco de anomalia positiva próximo a 40°S, em diferentes longitudes, dependendo do mês. Embora não ocorram centros bem delimitados de dipolo, assim como no oceano Pacífico, existe uma relação oposta de padrões de TSM no oceano Atlântico entre eventos chuvosos e secos, indicando que este oceano também contribui para a variabilidade de precipitação e eventos extremos na região de estudo. Águas mais quentes próximo à costa leste da América do Sul podem fornecer umidade para a atmosfera, que é transportada para o continente.

Figura 4.19 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Atlântico (75°S a 15°N) para A1.



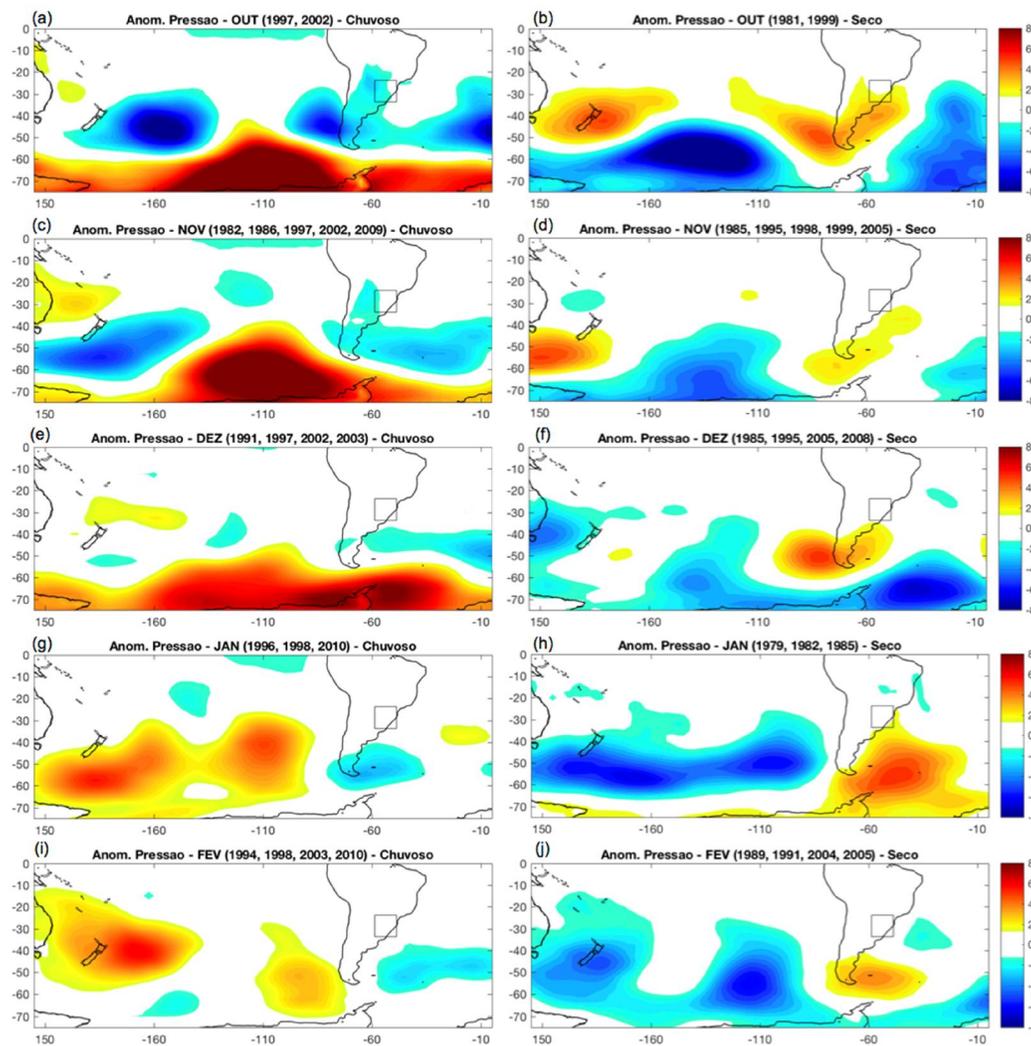
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

Em condições opostas de precipitação há uma inversão na anomalia dos ventos em baixos níveis no sudeste da América do Sul. Anos chuvosos na área de estudo são caracterizados por anomalia de vento de noroeste, enquanto que anos secos apresentam anomalias resultantes de sudeste. Anomalias na circulação atmosférica que afetam a precipitação nessa região podem, então, influenciar o fluxo de umidade que chega sobre ela, contribuindo assim para aumento ou redução de chuvas.

Os resultados de pressão ao nível do mar (Figura 4.20) evidenciam o que foi visto para o escoamento em baixos níveis no Oceano Pacífico (Figura 4.18). Nos casos chuvosos de Outubro, Novembro e Dezembro (Figuras 4.20.a, 4.20.c e 4.20.e), há um sistema de alta pressão sobre a região de anomalia positiva de TSM (sul do Pacífico) e baixa pressão sobre a anomalia negativa (oeste do Pacífico) e sobre o sul da América do Sul/Atlântico Sudoeste. A anomalia positiva no campo de pressão é associada a um anticiclone (circulação anti-horária no HS), como foi verificado nos campos de vento (Figuras 4.18.a, 4.18.c, 4.18.e, 4.18.g e 4.18.i), e à subsidência. Já em períodos secos destes mesmos meses (Figuras 4.20.b, 4.20.d e 4.20.f) as anomalias de pressão se invertem, bem como as anomalias de TSM e circulação (Figuras 4.18.b, 4.18.d, 4.18.f, 4.18.h e 4.18.j). Neste caso há baixa (alta) pressão anômala sobre anomalia negativa (positiva) de TSM ao sul (a oeste).

Essa anomalia positiva de pressão em períodos chuvosos encontra-se próximo à Península Antártica, havendo na região uma forte anomalia anticiclônica. Barros e Silvestri (2002) mostraram que as anomalias de TSM no Pacífico subtropical interferem na circulação anticiclônica a oeste da Península Antártica mais do que as anomalias na região equatorial, e durante o El Niño esta circulação anticiclônica é intensificada.

Figura 4.20 - Compostos de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) para A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

Em Janeiro e Fevereiro as condições de pressão ao nível do mar também são opostas para anos chuvosos (Figuras 4.20.g e 4.20.i) e secos (Figuras 4.20.h e 4.20.j), porém a configuração é um pouco diferente do que nos meses anteriores. Nesses meses há anomalias positivas (negativas) que se estendem pelo oceano Pacífico extratropical em períodos chuvosos (secos) em A1. No entanto, nota-se nos cinco meses pressões mais baixas (altas) sobre o sul da América do Sul ou oceano Atlântico adjacente nos casos chuvosos (secos) em

A1. Isso foi visto nas análises de SVD (Figura 4.5), em que ocorre alta pressão ao nível do mar anômala no sudoeste do Oceano Atlântico Sul associada a eventos de seca em A1.

Neste estudo nota-se que anomalias de TSM e circulação atmosférica extratropicais estão associadas a processos diferentes dos que ocorrem nos trópicos. Os resultados encontrados sugerem que dois processos podem estar ocorrendo, em que a atmosfera esteja interferindo no oceano, ou então o contrário, o oceano esteja influenciando a atmosfera acima. Caso tenha-se primeiramente um sistema de alta pressão atmosférica, este padrão representaria uma situação de baixa nebulosidade. Neste caso mais radiação seria capaz de alcançar a superfície do oceano e assim contribuir para o aumento da TSM. Isto é visto nas imagens dos compostos, com alta pressão sobre anomalia positiva de TSM (Figuras 4.20.a, 4.20.c, 4.20.e, 4.20.g e 4.20.i).

No caso da influência inversa entre o oceano e a atmosfera, existiria primeiramente uma anomalia positiva de TSM. Esta poderia ser causada por forçante oceânica, como variabilidade nas correntes, por exemplo. Uma água mais aquecida na região extratropical contribuiria para a expansão da atmosfera acima, afetando assim o geopotencial. Essa situação difere da condição tropical em que águas mais aquecidas geram convecção e baixa pressão na superfície. A origem dessas anomalias de TSM e os processos envolvidos são analisados na seção 4.2.3.

A estabilidade da atmosfera depende da diferença de temperatura entre o ar e o mar; quando o ar está mais frio do que a água a CLA encontra-se instável, pois há um aquecimento do ar por baixo e fluxo de calor do oceano para a atmosfera; quando o ar encontra-se mais quente, há um resfriamento do ar por baixo, e a CLA fica mais estável (PEZZI; SOUZA, 2009). Convecção na região oceânica tropical pode estar associada a anomalias positivas de TSM, o que contribui para a ocorrência de baixa pressão em baixos níveis e divergência em altos níveis na atmosfera (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; SHIMIZU;

CAVALCANTI, 2011). Esta situação que existe na região tropical não é identificada nos resultados da região extratropical, pois os processos que ocorrem nessa região associados a anomalias de TSM são diferentes. Nos resultados foi visto que, sobre anomalias positivas de TSM (como no sudeste do Pacífico Sul e sudoeste do Atlântico Sul), existe uma alta pressão anômala ao nível do mar, com circulação anticiclônica.

Os fluxos de calor estão representados a partir de ganhos (valores positivos) e perdas (valores negativos) de calor pela superfície, na forma de calor latente ou sensível. Anomalias no fluxo de calor latente em superfície estão relacionadas com a evaporação. Anomalias positivas indicam fluxo anômalo de cima para baixo, com ganho de calor pela superfície (menor evaporação). Anomalias negativas estão relacionadas com fluxo anômalo de baixo para cima, com perda de calor da superfície para a atmosfera, através de aumento da evaporação.

A Figura 4.21 representa os compostos de anomalias de fluxo de calor latente para períodos chuvosos e secos em A1. Em eventos de maior precipitação há uma anomalia positiva no fluxo sobre A1, verificada principalmente para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.21.e, 4.21.g e 4.21.i). Nestes casos chuvosos ocorre menos evaporação, enquanto que em situações de estiagem a anomalia do fluxo é negativa, ou seja, maior evaporação.

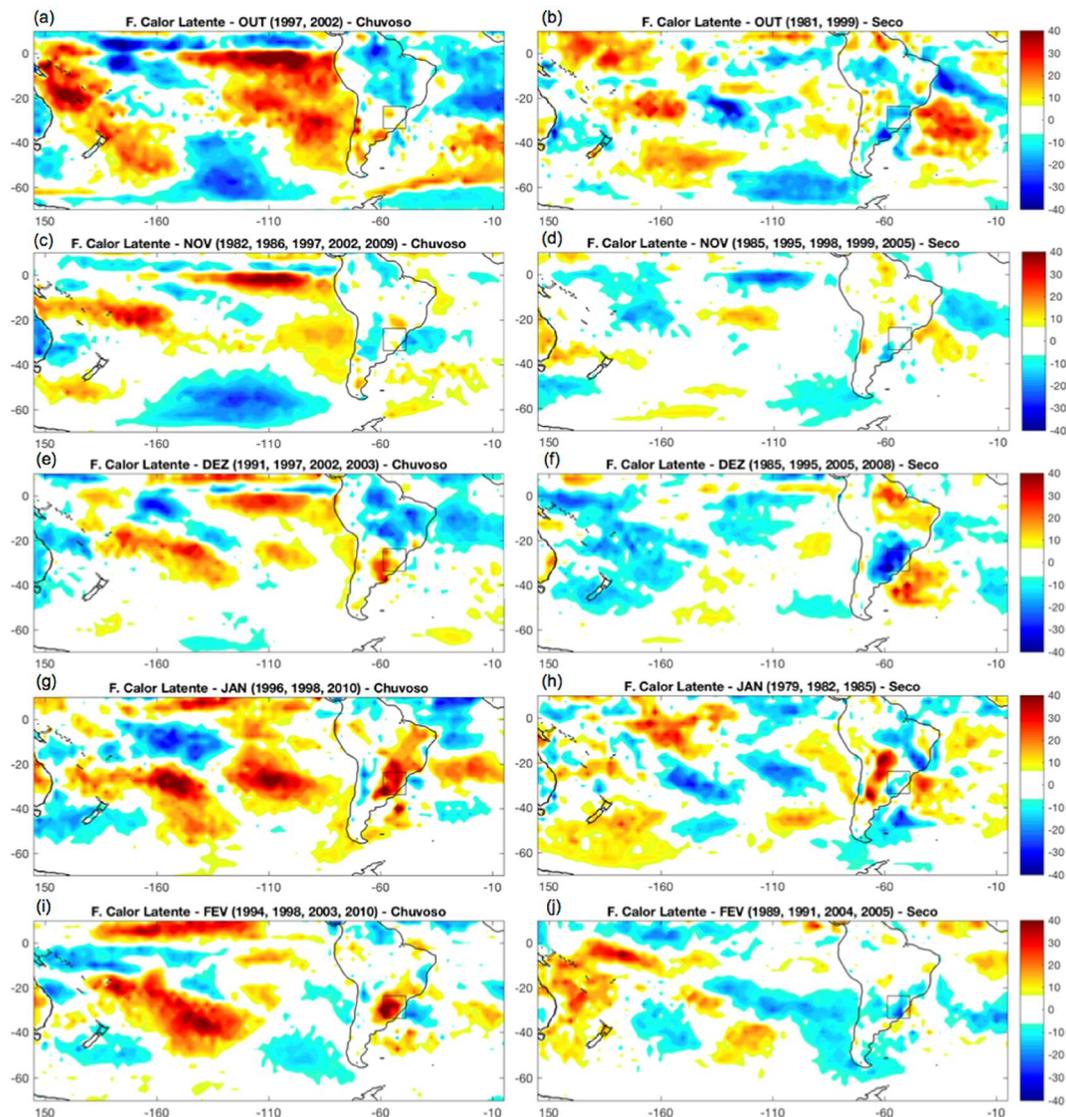
No oceano Pacífico extratropical, em períodos chuvosos, são notadas anomalias intensas em Outubro, Novembro e Fevereiro (Figuras 4.21.a, 4.21.c e 4.21.i), com um aumento na evaporação pela superfície mais aquecida, ou seja, anomalias negativas no fluxo de calor latente na região de anomalia positiva de TSM (120° a 140°W e 50° a 70°S). Já sobre o centro de anomalias negativas de temperatura, a noroeste do oceano, ocorreram anomalias positivas no fluxo (menos evaporação). Em períodos secos, onde os centros de anomalias de TSM na região extratropical foram menos intensos, as anomalias

do fluxo de calor latente também são mais fracas, permanecendo com sinal oposto à TSM.

No Oceano Atlântico, principalmente nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro existe, nos casos secos (Figuras 4.21.b, 4.21.d e 4.21.f), um dipolo no fluxo de calor próximo à costa da América do Sul, com anomalia de fluxo de calor positiva no centro sul próximo à área de estudo. Nos mapas de compostos de TSM (Figura 4.19) para eventos secos houve predominância de anomalia negativa de TSM nessa região oceânica próximo à costa, associada à menor evaporação.

Analisando todo o oceano Pacífico Sul é possível perceber a diferença que ocorre nos fluxos na região tropical e na região extratropical. Enquanto que na região extratropical os sinais de anomalias de TSM e de fluxos de calor são inversos, na região equatorial os processos são diferentes, e os sinais são em geral os mesmos. Sobre o equador, na porção central e leste, o sinal do fluxo de calor latente e da TSM é o mesmo, indicando, para os casos chuvosos, por exemplo, menor evaporação sobre águas mais quentes. Isso é consistente com o fato que anomalias de TSM na região tropical geram mais convecção, nebulosidade e precipitação, o que reduz a evaporação.

Figura 4.21 - Compostos de anomalias de Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$) para A1.

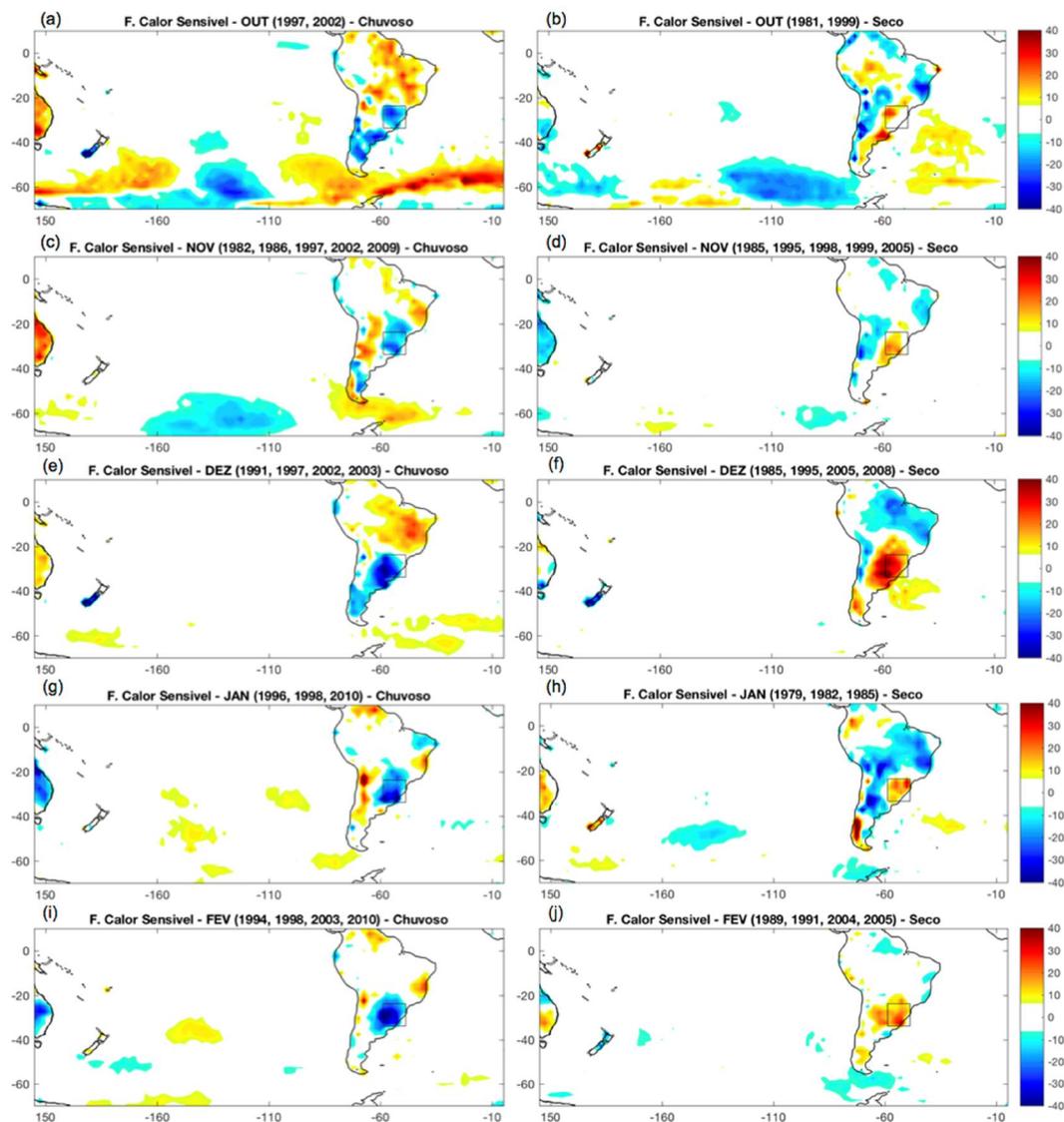


Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

Os maiores fluxos de calor sensível, tanto negativos quanto positivos, foram encontrados sobre os continentes e também em altas latitudes (Figura 4.22). No continente, períodos chuvosos são caracterizados por uma maior nebulosidade sobre a área de estudo, ou seja, menos radiação solar consegue chegar à superfície. Isso contribui para que ocorra menos calor para a

superfície, ou seja, anomalias negativas de fluxo de calor sensível (Figuras 4.22.a, 4.22.c, 4.22.e, 4.22.g e 4.22.i). Em eventos de estiagem, mais radiação é capaz de chegar à superfície, gerando anomalias positivas de fluxo de calor sensível sobre A1 (Figuras 4.22.b, 4.22.d, 4.22.f, 4.22.h e 4.22.j).

Figura 4.22 - Compostos de anomalias de Fluxo de Calor Sensível ($W m^{-2}$) para A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

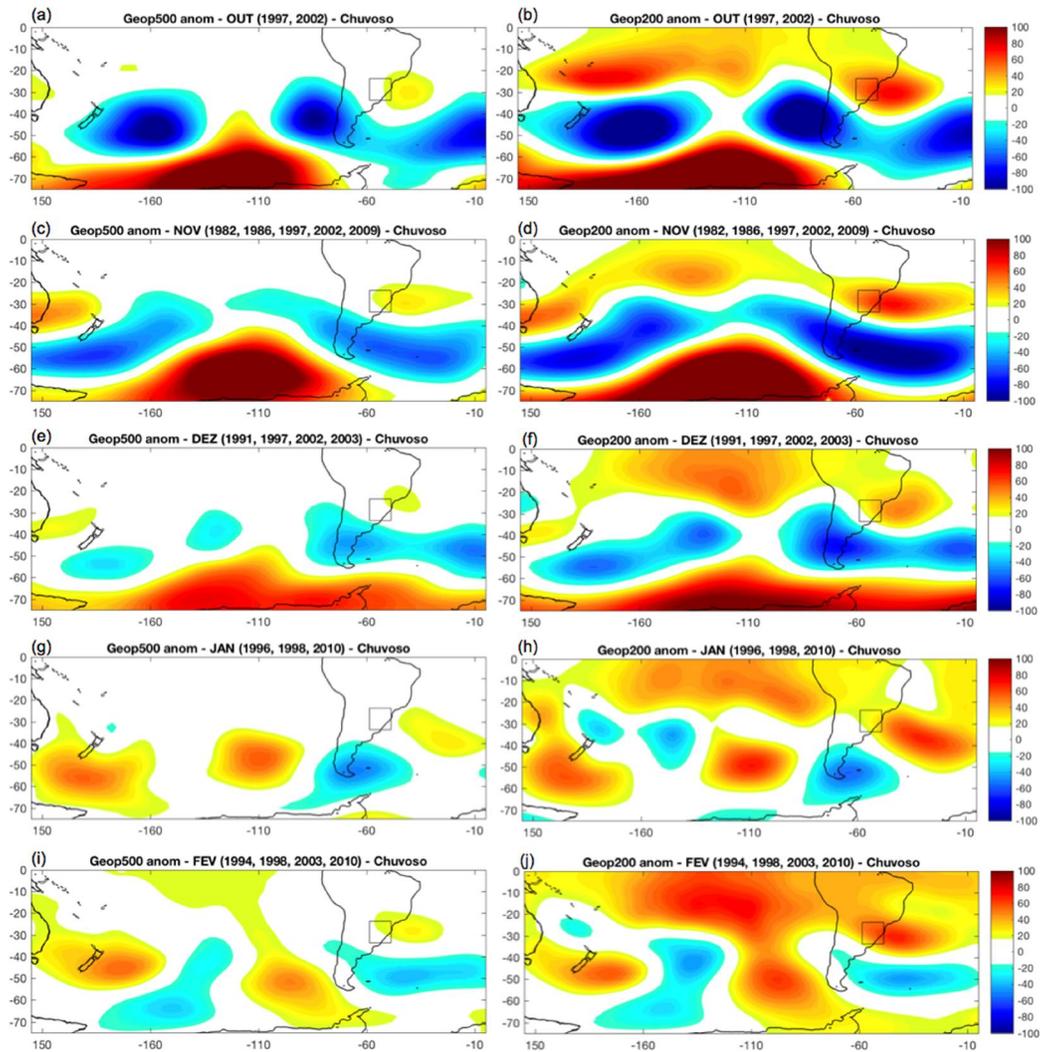
Na região oceânica existem anomalias negativas de fluxo de calor sensível nos centros de maior TSM, ou seja, essas regiões de altas latitudes são importantes fontes de calor para a atmosfera quando aquecidas. Em Outubro (Figura 4.22.a-b) as anomalias oceânicas ficam bem evidentes, no entanto este leva em consideração apenas dois anos em que houve extremos para o cálculo dos compostos. Já para o mês de Novembro (Figura 4.22.c-d – composto com cinco anos) o composto chuvoso se destaca por apresentar um centro de anomalia negativa de fluxo na região de alta TSM, destacando a importância desta área oceânica também para esta variável. Dezembro é o mês com anomalias mais intensas sobre o continente nos eventos chuvosos e secos (Figura 4.22.e-f), com sinais opostos, e quase sem alteração sobre o Oceano Pacífico.

Os resultados obtidos através da análise de dois níveis de altura geopotencial (em 200hPa e 500hpa) sugerem padrões barotrópicos na atmosfera extratropical (Figuras 4.23 e 4.24). A altura geopotencial representa um indicador de como as anomalias de TSM nas regiões extratropicais interferem na atmosfera acima. Anomalias positivas de TSM no sul do oceano Pacífico Sul em eventos chuvosos (Figura 4.18) podem contribuir para o aumento da altura geopotencial, resultando em anomalias positivas dessa variável (Figura 4.23). Em períodos secos, essa região, agora com anomalias negativas de TSM levemente deslocada para oeste, influencia a atmosfera resultando em anomalias negativas de altura geopotencial (Figura 4.24).

Os centros de anomalia de geopotencial se mantiveram na mesma posição nos níveis mais baixos e mais altos da atmosfera, o que comprova a estrutura barotrópica para as regiões extratropicais. O aquecimento anômalo da água na região extratropical dos oceanos contribui para expansão da atmosfera acima, aumentando a altura geopotencial em diversos níveis. Nas análises de geopotencial sobre a anomalia positiva de TSM existe alto geopotencial, tanto em 500hPa quanto em 200hPa, além de pressão alta em superfície, fornecendo uma estrutura barotrópica para a atmosfera. Essa situação difere

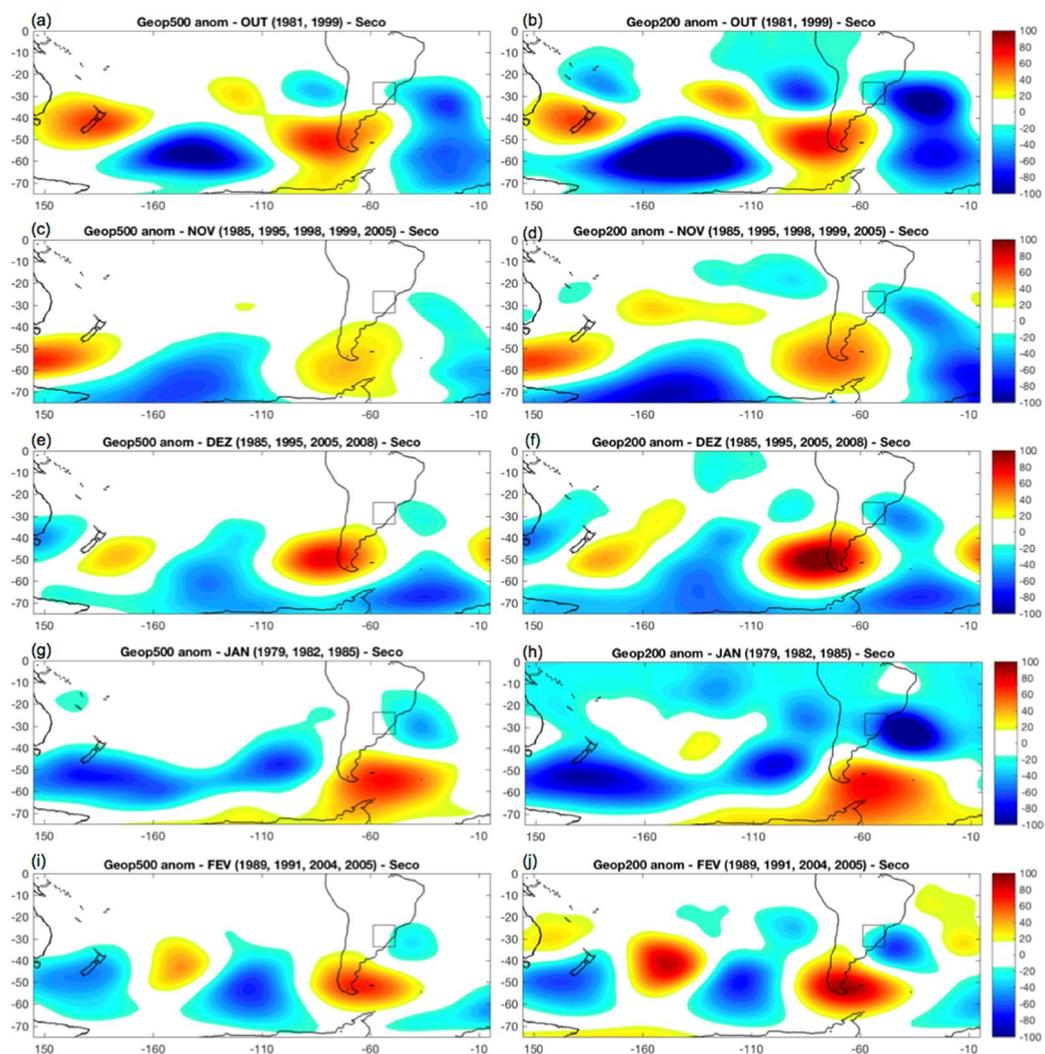
da que ocorre nos trópicos, em que aquecimento anômalo em superfície está relacionado com baixa pressão em baixos níveis, convecção e alta pressão em altos níveis.

Figura 4.23 - Compostos de anomalias de Altura Geopotencial (gpm) em 500hPa e 200hPa para períodos chuvosos em A1.



Compostos de anomalia de Altura Geopotencial em 500hPa (esquerda) e 200hPa (direita) em A1, para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

Figura 4.24 - Compostos de anomalias de Altura Geopotencial (gpm) em 500hPa e 200hPa para períodos secos em A1.



Compostos de anomalia de Altura Geopotencial em 500hPa (esquerda) e 200hPa (direita) em A1, para os meses de Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

As Figuras 4.23 e 4.24 apresentam configuração de onda com centros alternados de anomalia de geopotencial. As anomalias de TSM na região extratropical do oceano Pacífico poderiam contribuir para a intensificação dos trens de onda que se deslocam do Pacífico para a América do Sul. Percebe-se que, em períodos chuvosos (Figura 4.23), a área de estudo encontra-se a leste do cavado de altura geopotencial, localizado sobre o sul da América do Sul,

enquanto que em períodos secos (Figura 4.24) isto se inverte, havendo então uma crista da onda. A região entre o eixo do cavado e o eixo da crista seguinte é local de fortes movimentos ascendentes, sendo assim favorável à ocorrência de chuvas. A região a leste da crista, entre a crista e o cavado, é um local de fortes movimentos subsidentes, assim, consistente com os casos secos.

4.2.1.2. Fluxo de Umidade sobre a América do Sul

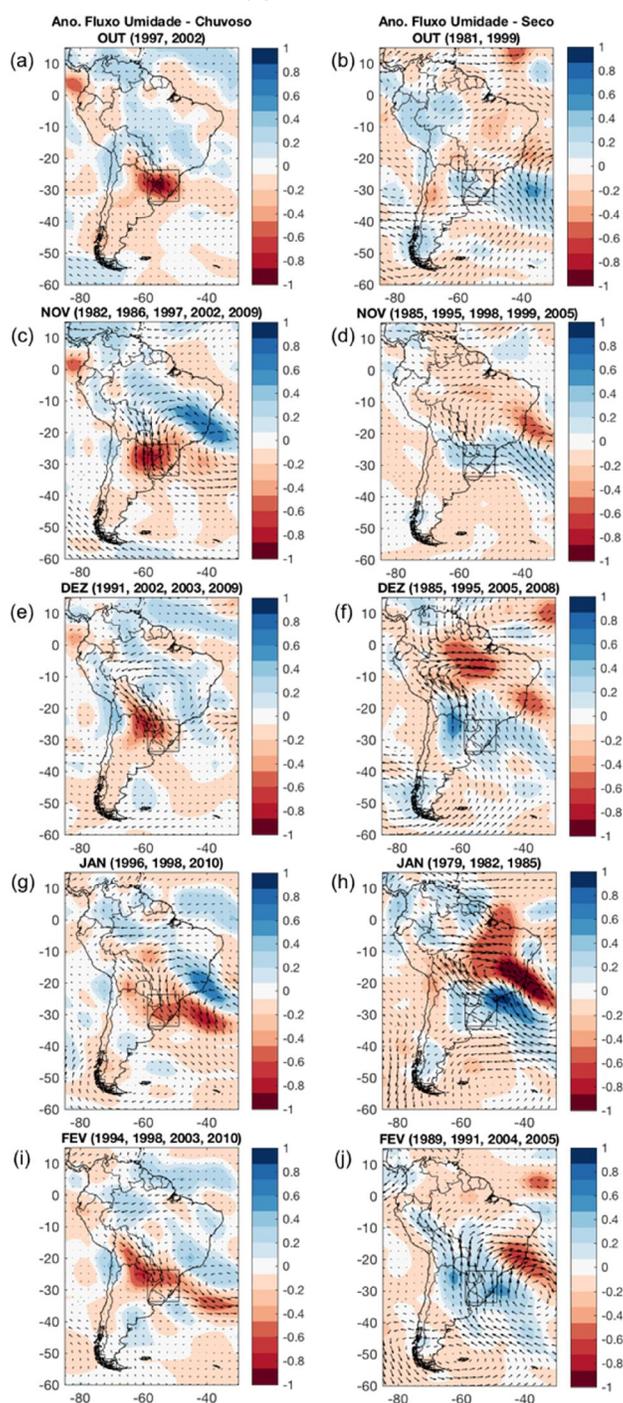
Além da influência de anomalias de TSM, processos mais locais também influenciam na variabilidade da precipitação sobre as regiões de estudo. A variação no fluxo de umidade é responsável por contribuir para o aumento ou diminuição de chuvas nas regiões. A umidade da região Sul do Brasil recebe grande influência da passagem de sistemas frontais, por exemplo. Já as regiões mais centrais do país e o Nordeste recebem grande aporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico através dos ventos próximo ao equador e também da região Amazônica.

A América do Sul recebe grande influência do Oceano Atlântico e da Amazônia como fonte de umidade, e o transporte de umidade é influenciado pelo escoamento gerado pelos ventos alísios e pelo deslocamento da alta subtropical do oceano Atlântico (BARROS et al., 2000; TOKINAGA et al., 2005; REBOITA et al., 2010). Nos meses de verão, que compreendem boa parte do período analisado (Outubro a Fevereiro), a ZCIT se desloca para o HS que encontra-se mais aquecido, e os ventos alísios são mais intensos. A cordilheira dos Andes contribui para que o escoamento que vem de nordeste seja barrado e canalizado em direção ao sudeste do Brasil. O transporte vem então de noroeste trazendo também umidade da Amazônia, contribuindo para a estação chuvosa e formação da ZCAS no período de verão (LIEBMANN et al., 1999; HERDIES et al., 2002; REBOITA et al., 2010; QUADRO et al., 2012), influenciando a região central (A2). A área A1, que compreende a região Sul do Brasil, não possui estações chuvosa e seca bem definida como A2, e as chuvas são ocasionadas principalmente pela passagem de frentes frias,

ciclones e sistemas convectivos de mesoescala (DIAZ et al., 1998; ALVES, 2009; DIAS; DA SILVA, 2009; GRIMM, 2009).

As figuras de compostos de anomalias de fluxo de umidade para os extremos de precipitação em A1 (Figura 4.25) em anos chuvosos e secos representam não necessariamente a direção do fluxo naquele período, mas sim a anomalia em relação à média climatológica. Para anos chuvosos ou secos de cada mês há uma clara inversão na direção das anomalias no fluxo de umidade. Em períodos mais chuvosos (Figuras 4.25.a, 4.25.c, 4.25.e, 4.25.g e 4.25.i) há a presença de uma anomalia no fluxo de umidade com sentido anticiclônico na costa leste da América do Sul, ressaltando a influência da umidade que vem do Atlântico e também de noroeste, da Amazônia. Nestes eventos há um transporte de umidade da região tropical de noroeste para sudeste, a leste da Cordilheira dos Andes, a qual contribui para essa canalização em direção ao sudeste. Já em períodos secos (Figuras 4.25.b, 4.25.d, 4.25.f, 4.25.h e 4.25.j) o padrão de anomalias de inverte e há uma redução do fluxo, com uma anomalia ciclônica sobre a costa e menos umidade chegando até A1, o que contribui para eventos de seca.

Figura 4.25 - Compostos de anomalias de Fluxo de Umidade e Divergência (integrado de 1000 a 500 hPa) para anos chuvosos e secos em A1.



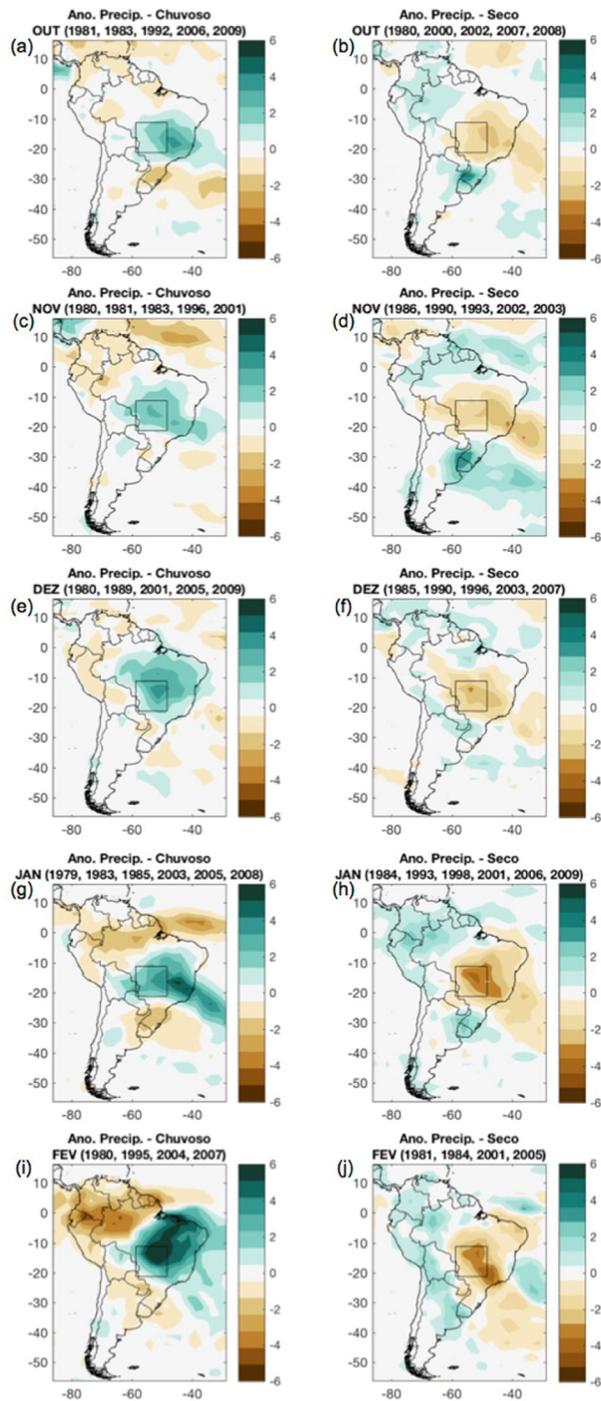
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) nos meses de Outubro a Fevereiro, de 1979 a 2010. Os vetores representam o Fluxo de Umidade, a cor azul representa anomalia de divergência de umidade e a vermelha, convergência.

4.2.2. Casos chuvosos e secos em A2

A área A2, que compreende a região central do Brasil, possui um regime de chuvas diferente de A1. Enquanto A1 recebe grande influência de forçantes externas como TSM, os processos associados a regimes de chuvas mensais em A2 parecem estar associados a outros fatores. A região central do Brasil recebe grande influência do sistema do tipo monção que ocorre na América do Sul. Mudanças no escoamento em baixos níveis interferem na umidade que chega até A2 e contribui para eventos secos ou chuvosos na região.

Através dos compostos chuvosos e secos (Figura 4.26) nota-se que as anomalias de precipitação nesta região fazem parte de uma extensa área de anomalia em cada mês. Essa região, em geral, apresentou extremo de precipitação com sinal oposto ao norte e noroeste da América do Sul.

Figura 4.26 - Compostos de anomalias de Precipitação (mm dia^{-1}) para A2.

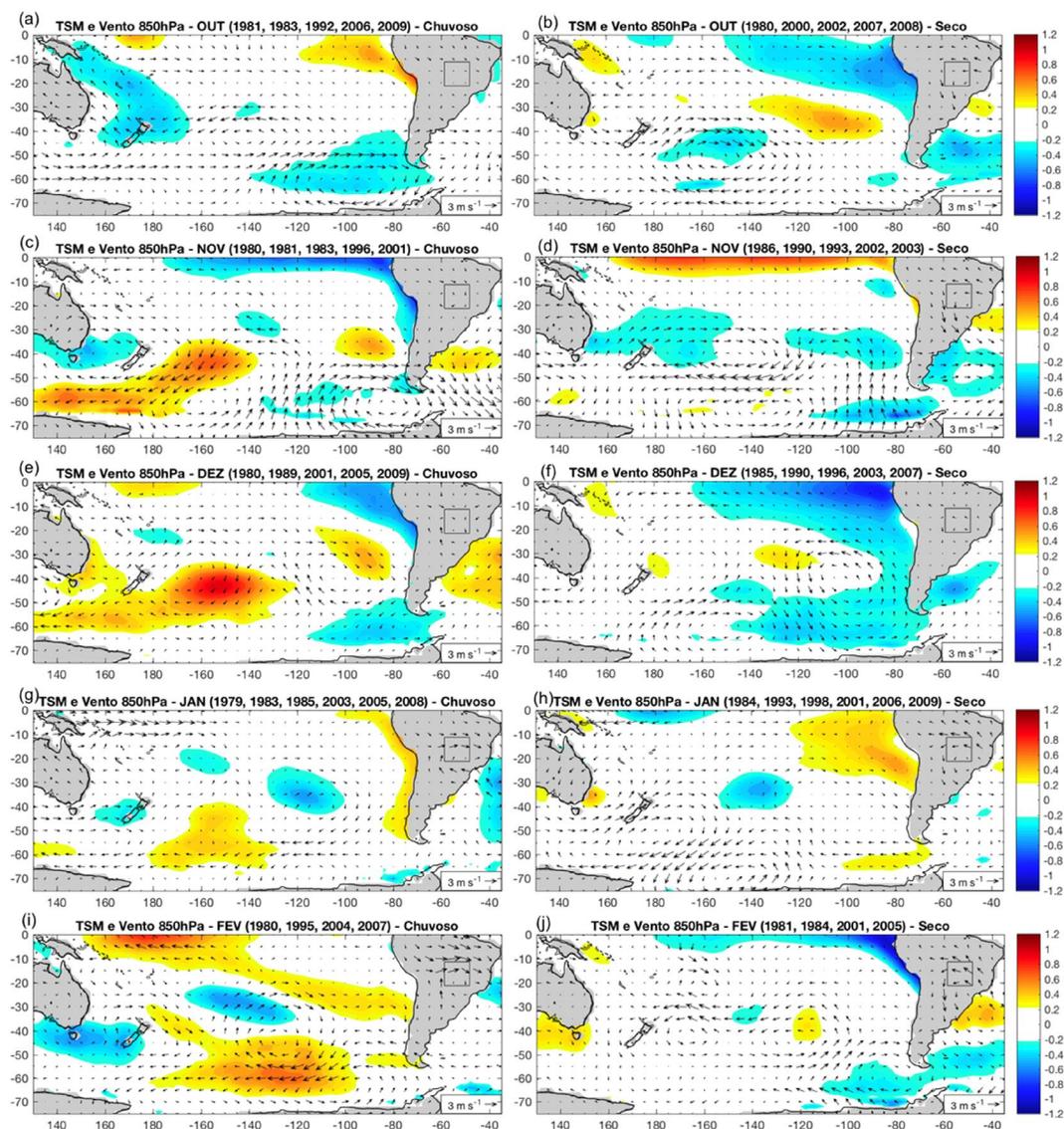


Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A2, para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1979 a 2010.

4.2.2.1. Condições atmosféricas e oceânicas

Como já foi visto nas análises de correlação, os resultados de compostos de TSM e vento para casos extremos de precipitação sobre A2 não mostram padrões bem definidos de anomalias extratropicais associados a esses casos (Figura 4.27). Da mesma maneira, diferente de A1, para a região central as anomalias de pressão a nível do mar e geopotencial encontrada não apresentaram características bem definidas para casos secos e chuvosos. Embora neste caso não exista oposição de sinais de anomalias de TSM, comparando-se os casos chuvosos e secos, percebe-se que há uma inversão na circulação atmosférica sobre o sul deste oceano.

Figura 4.27 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Pacífico (0 a 75°S) para A2.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A2, para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1979 a 2010. A barra de cores indica as anomalias de TSM e os vetores correspondem ao vento.

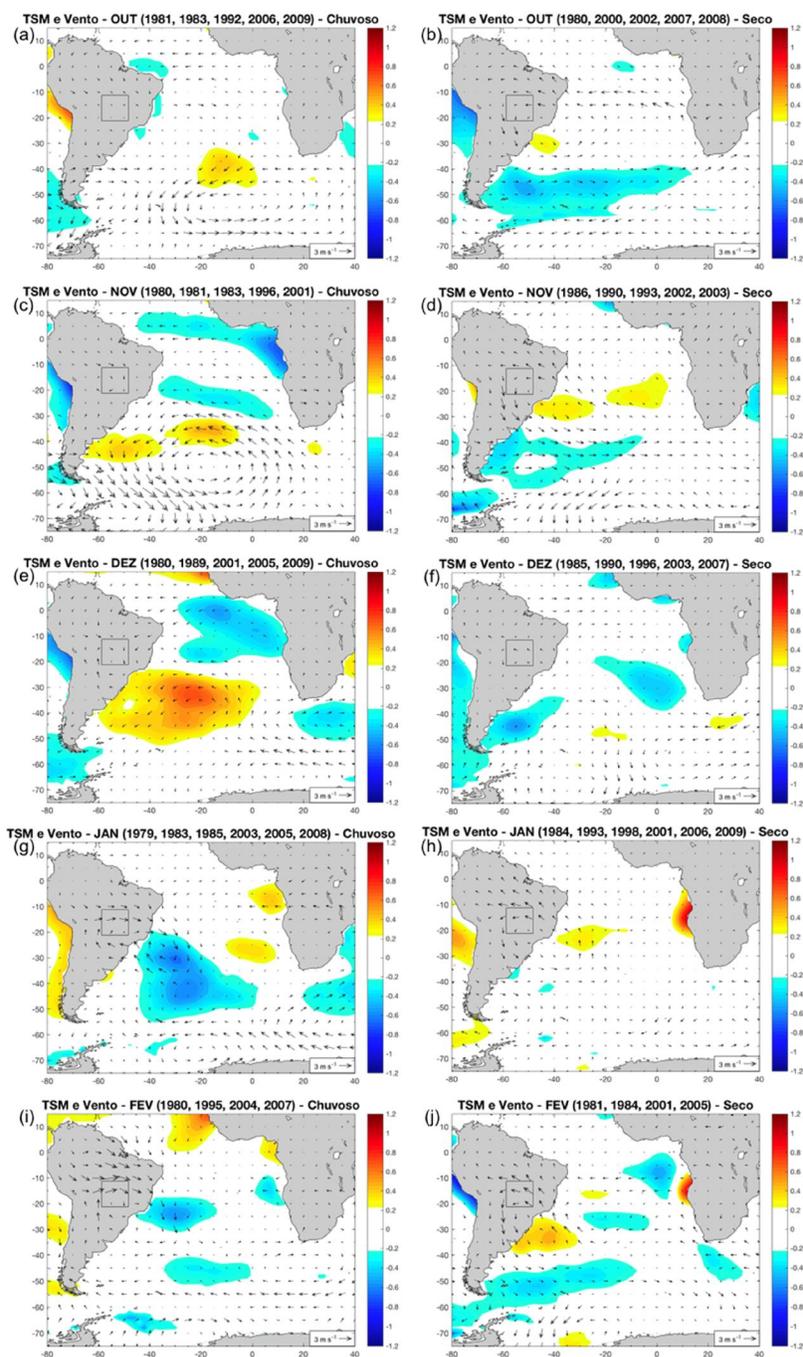
Anomalias de TSM no Oceano Atlântico para casos chuvosos e secos em A2 (Figura 4.28) também não apresentam padrões bem definidos para os meses de estudo. Ao contrário de a TSM atuar como forçante para anomalias

atmosféricas, este oceano pode receber influência de padrões atmosféricos. Isto é visto nos casos chuvosos do mês de Janeiro (Figura 4.28.g), onde há uma forte anomalia negativa de TSM próximo à costa da América do Sul, estendendo-se para sudeste no oceano. Esta anomalia é provavelmente resposta à atuação da ZCAS neste período, onde a alta nebulosidade contribui para que menos radiação possa aquecer a superfície do oceano, que se mantém mais fria (CHAVES; NOBRE, 2004). A figura do composto de precipitação em Janeiro (Figura 4.26.g) evidencia a configuração de ZCAS para este período, indicando que esta provavelmente estava ativa. Nos casos secos a configuração é oposta (Figura 4.26.h), e nos dois casos há a presença do dipolo de precipitação entre o sudeste e sul do Brasil.

Fica evidente a influência do escoamento em baixos níveis, com inversão de anomalias no direcionamento da umidade para a região de estudo em casos chuvosos e secos, assim como foi visto anteriormente. Os extremos de precipitação não parecem ter a TSM como forçante, mas esta pode ser importante para a interação entre o oceano e a atmosfera próximo à costa da América do Sul. Percebe-se que em casos secos existem anomalias negativas de TSM no extremo sul da América do Sul.

Nos casos secos de A2 de Outubro, Novembro, Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.28.b, 4.28.d, 4.28.h e 4.28.j) verificamos a presença de anomalia positiva de TSM próximo à costa, juntamente com anomalia anticiclônica na circulação atmosférica. Pampuch et al. (2016) verificaram que anomalias anticiclônicas (ciclônicas) associadas a anomalias positivas (negativas) de TSM contribuem para variações no transporte de umidade que chega para o Brasil. Percebe-se pelos mapas que a circulação está favorecendo o fluxo de umidade para o nordeste e sul do Brasil, contribuindo para períodos mais secos na região de estudo.

Figura 4.28 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e direção do vento (em 850hPa) no oceano Atlântico (75°S a 15°N) para A2.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A2, para os meses Outubro a Fevereiro, para o período de 1979 a 2010. A barra de cores indica as anomalias de TSM e os vetores correspondem ao vento.

Diferente da área A1, que apresentou forte relação com padrões extratropicais dos oceanos, não serão apresentadas análises de fluxos de calor e geopotencial para A2. A precipitação sobre esta região parece apresentar mais relação com processos locais, como fluxo de umidade, que será analisado na próxima seção. A área A2 mostra mais relação com a variabilidade do Oceano Atlântico do que com o Pacífico. Nos casos chuvosos em A2 há uma circulação ciclônica anômala no sudeste da América do Sul, principalmente em Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.28.g e 4.28.i), e uma circulação anticiclônica em todos os meses dos casos secos (Figuras 4.28.b, 4.28.d, 4.28.f, 4.28.h e 4.28.j).

Comparando os compostos de vento em 850hPa em A1 (Figura 4.19) com os de vento em A2 (Figura 4.28) vemos que os sentidos das anomalias são em geral contrários. Nos casos secos em A2 existe uma anomalia anticiclônica que afeta também o leste do continente e a área de estudo A1. Esta circulação anticiclônica contribuiria para maior precipitação em A1, como foi visto nos compostos chuvosos dessa região (Figura 4.17).

Nos casos chuvosos em A2 a circulação anticiclônica está deslocada para longe do continente, como pode ser visto principalmente nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro (Figuras 4.28.a, 4.28.c e 4.28.e), permitindo que os ventos de noroeste sobre o continente cheguem até a região A2. A contribuição dessas anomalias na circulação através de fluxos de umidade é analisada na próxima seção (4.2.2.2). Esta circulação também é verificada nas análises de SVD entre pressão e precipitação (Figura 4.5), onde a alta pressão anômala no Atlântico Sudoeste está associada a aumento de chuvas em A2, como foi visto também nos compostos, e diminuição de chuva em A1.

As anomalias na pressão sobre o Oceano Atlântico podem representar variações na intensidade e posição da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Esse sistema de alta pressão está posicionado em aproximadamente 30°S e 15°W, em média (PEZZI; SOUZA, 2009), e o seu deslocamento e intensidade influenciam os ventos e a umidade que chega até a costa da América do Sul.

4.2.2.2. Fluxo de umidade sobre a América do Sul

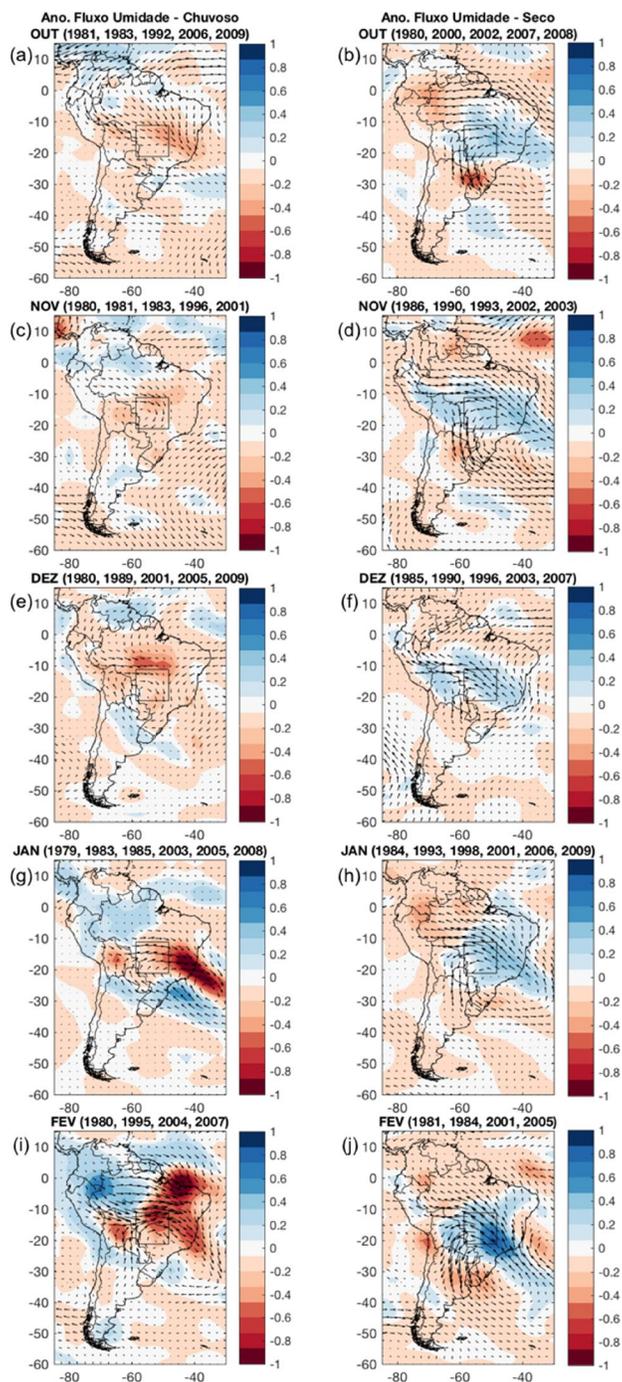
Os compostos de anomalia de fluxo de umidade e divergência para A2 são apresentados na Figura 4.29. Os vetores indicam que há uma inversão no sentido da anomalia do fluxo de umidade em períodos chuvosos e secos. Anos chuvosos em A2 estão associados a anomalias de fluxo de oeste e noroeste (Figuras 4.29.a, 4.29.c, 4.29.e, 4.29.g e 4.29.i), enquanto em anos secos o fluxo passa pela região com anomalias de leste e sudeste, mas com divergência (Figuras 4.29.b, 4.29.d, 4.29.f, 4.29.h e 4.29.j). Aumento (diminuição) de precipitação ocorreu quando houve convergência (divergência) de umidade sobre a área de estudo.

Em anos chuvosos de Outubro, Novembro e Dezembro (Figuras 4.29.a, 4.29.c e 4.29.e) ocorreu maior fluxo de leste pelos ventos alísios sobre o norte da América do Sul. Nestes casos a umidade proveniente do oceano juntamente com a umidade da região amazônica contribuíram para que o fluxo canalizado pela cordilheira dos Andes direcionasse umidade para a região de estudo, com anomalias de noroeste sobre A2.

Nos períodos chuvosos de Janeiro (Figura 4.29.g) o fluxo de umidade próximo à área de estudo apresenta características diferentes, com anomalias de sudeste atingindo o Sul do Brasil e então convergindo para a área A2. Consistente com o que foi visto nas figuras dos compostos de precipitação (Figura 4.26) e de TSM (Figura 4.28), estas anomalias no fluxo de umidade podem contribuir para a atuação da ZCAS, a qual é alimentada por frentes frias vindas de sul.

Em anos secos a anomalia de sudeste ocorre em latitudes mais baixas, indicando o enfraquecimento do fluxo de noroeste que vem da Amazônia. Existe então uma anomalia anticiclônica no fluxo de umidade sobre o Sudeste da América do Sul. Isso se difere dos casos de A1, que apresentaram anomalia anticiclônica em períodos chuvosos.

Figura 4.29 - Compostos de anomalias de Fluxo de Umidade e Divergência (integrado de 1000 a 500 hPa) para anos chuvosos e secos em A2.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) nos meses de Outubro a Fevereiro, de 1979 a 2010. Os vetores representam o Fluxo de Umidade, a cor azul representa anomalia de divergência de umidade e a vermelha, convergência.

4.2.3. A origem das anomalias de TSM

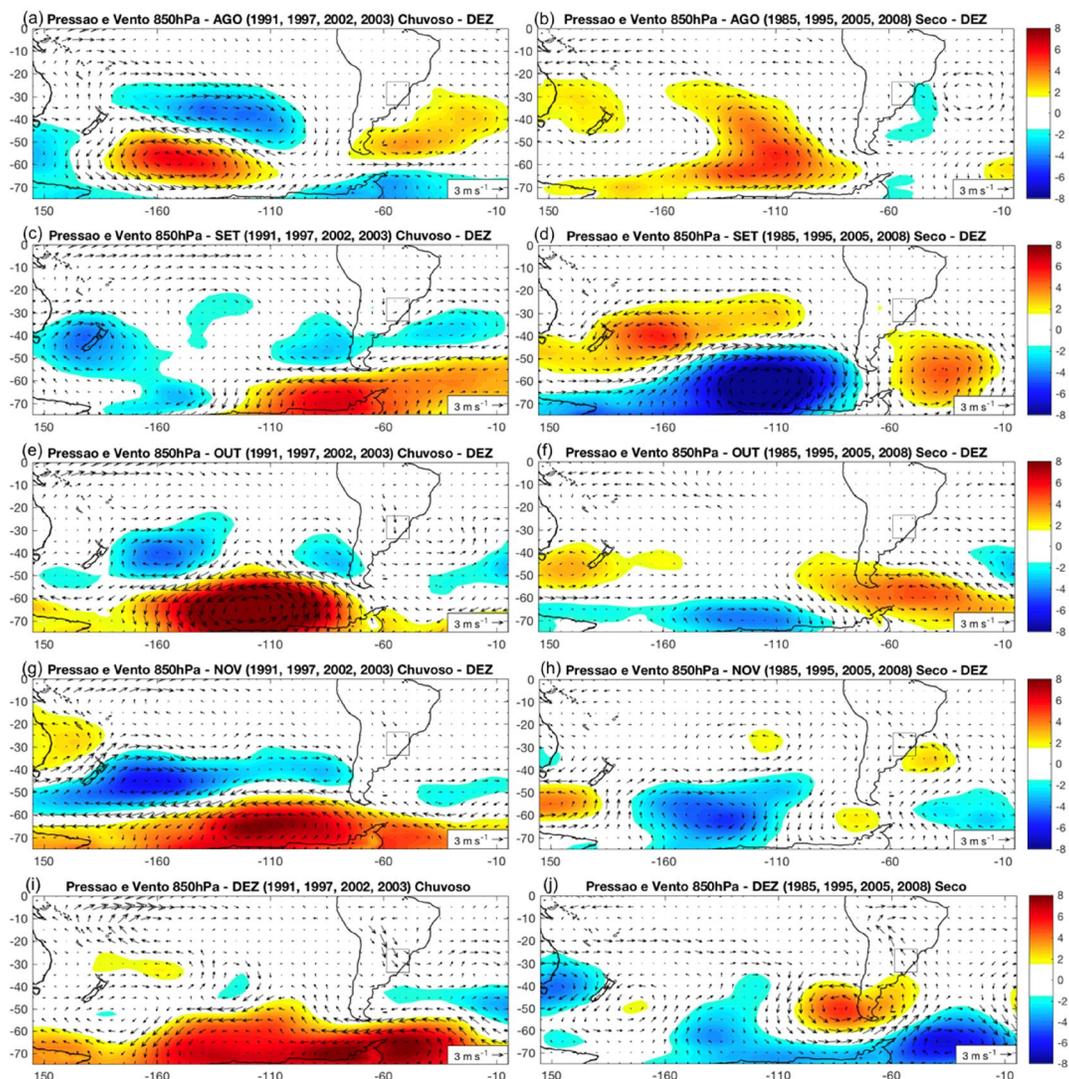
Sabendo-se que existe relação entre precipitação nas áreas de estudo sobre o Brasil e anomalias de TSM nas regiões extratropicais identificadas, é interessante também a compreensão dos processos envolvidos na geração dessas anomalias. Para isto foram investigadas as correntes oceânicas (oceano como forçante) e a circulação atmosférica (atmosfera como forçante), a fim de se verificar o desenvolvimento e intensificação das anomalias de TSM.

4.2.3.1. Forçantes atmosféricas

Anomalias de pressão ao nível do mar geram anomalias nos ventos em baixos níveis, os quais interferem nas condições oceânicas uma vez que são importantes forçantes para o deslocamento de águas superficiais nos oceanos. Assim, o vento é responsável por anomalias de TSM através de movimentos horizontais, e também é importante para movimentos verticais de água como ressurgências ou subsidência (SERVAIN; LEGLER, 1986; PETERSON; STRAMMA, 1991; KUSHNIR, 1994; NOBRE; SHUKLA, 1996). Além disso, anomalias de pressão também interferem na nebulosidade e, conseqüentemente, na quantidade de radiação que chega à superfície do mar (CHAVES; NOBRE, 2004).

A fim de se entender o surgimento das anomalias de TSM já verificadas nas análises anteriores, anomalias na circulação atmosférica foram analisadas em compostos chuvosos e secos para A1, porém com defasagens. Foram feitos compostos para os mesmos anos que apresentaram extremos chuvosos e secos porém para os meses anteriores. Optou-se neste estudo por apresentar o mês de Dezembro, e os meses de Outubro e Novembro que também possuem maior importância no período de estudo encontram-se em apêndice (Apêndices A.2 e A.3).

Figura 4.30 - Compostos com defasagens de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) e direção do Vento em 850hPa para o mês de Dezembro em A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Pressão e Vento de Agosto a Dezembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Dezembro (entre 1979 e 2010).

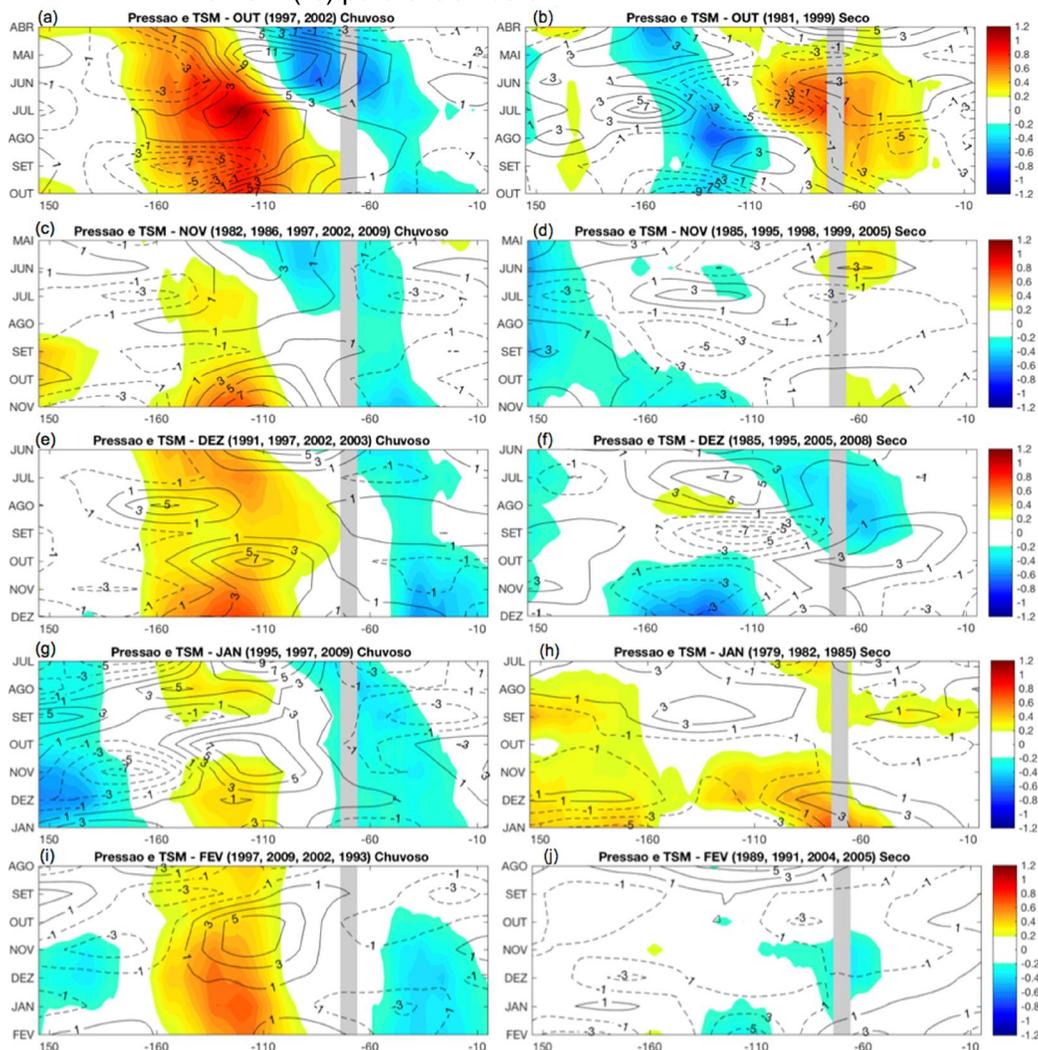
A circulação atmosférica apresentou padrões opostos para casos chuvosos e secos em A1 (Figura 4.30), principalmente sobre o oceano Pacífico. Quatro meses antes (Figura 4.30.c-d) do evento chuvoso (seco) percebe-se o surgimento de anomalia positiva (negativa) de pressão ao nível do mar próximo à Antártica, em aproximadamente 70°S e se estendendo sobre a região onde

foram identificadas anomalias positivas (negativas) de TSM, no sul do oceano. Esta anomalia positiva (negativa) de pressão implica em circulação anti-horária (horária) de ventos em 850hpa.

Os diagramas de Hovmöller são interessantes para se entender o surgimento das anomalias de TSM e a relação com a atmosfera. A Figura 4.31 contém os diagramas que representam a evolução das anomalias de TSM e pressão ao nível do mar, de acordo com os compostos chuvosos e secos em A1. Foi feita a média dessas variáveis entre as latitudes de 50°S a 60°S para se verificar o desenvolvimento da anomalia verificada na região sul do Pacífico Sul e o comportamento em relação ao tempo e à longitude. Tendo-se os anos chuvosos e secos em cada mês de estudo (Outubro a Fevereiro), os diagramas mostram o comportamento dos campos de TSM e pressão para os meses anteriores nestes mesmos compostos de anos.

O desenvolvimento da anomalia positiva de TSM no sul do Pacífico Sul em períodos chuvosos e negativa em períodos secos varia dependendo do mês (em períodos secos de Janeiro (Figura 4.31.h) a anomalia de TSM é positiva pois o sinal negativo foi encontrado em latitudes mais baixas (ver Figura 4.18) do que a média usada no diagrama). As anomalias de TSM (positivas e negativas) no sul do Pacífico (aproximadamente 120°W) em geral se deslocam de oeste para leste e se tornam mais intensas com o passar dos meses. No sul do Oceano Atlântico ocorrem anomalias de TSM com sinal oposto às anomalias no sul do Pacífico. Nota-se uma intensificação das anomalias de TSM associadas à presença da anomalia de alta pressão na região do Pacífico e de baixa pressão na região do Atlântico.

Figura 4.31 - Diagramas de Hovmöller de anomalias de Pressão ao nível do mar (hPa) e TSM (°C) para extremos em A1.



Diagramas de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens para TSM (cores) e pressão ao nível do mar (contornos), entre 1979 e 2010. Cada mês da defasagem (eixo y) contém a média das variáveis da latitude 50°S a 60°S, com variação da longitude (eixo x). A faixa em cinza é a região da Península Antártica.

Além de resposta à maior radiação em regiões de alta pressão, anomalias positivas de TSM também podem ser respostas ao padrão de circulação da atmosfera, uma vez que os ventos associados aos giros ciclônicos e anticiclônicos influenciam nas correntes oceânicas superficiais, como foi visto nas análises anteriores. Foi identificada em casos chuvosos anomalia positiva

de pressão com circulação anticiclônica anômala no sul do Oceano Pacífico Sul. Uma anomalia anticiclônica próxima à Península Antártica também se mostrou associada à forçante subtropical no Pacífico central-sul em casos de maior precipitação no sudeste da América do Sul em Barros e Silvestri (2002).

4.2.3.2. Forçantes oceânicas - Correntes

Correntes oceânicas superficiais são responsáveis pelo surgimento de anomalias de TSM quando se encontram mais aceleradas ou mais enfraquecidas do que as condições normais e deslocadas (BJERKNES, 1964; BROECKER, 1992; 1997; PEZZI; SOUZA, 2009). A fim de se entender o surgimento dos centros de anomalias de TSM encontrados nas análises anteriores, compostos de TSM para os casos extremos chuvosos e secos foram estudados juntamente com compostos de correntes usando-se diferentes defasagens em relação à precipitação sobre as áreas de estudo.

A partir do excesso ou falta de chuva em um determinado mês, analisou-se a condição das variáveis TSM e correntes oceânicas superficiais nos meses anteriores. Como a influência do Pacífico Extratropical foi mais significativa nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro, a análise com defasagem foi feita para estes meses. Neste trabalho vamos mostrar apenas os resultados para precipitações extremas no mês de Dezembro; os demais casos foram semelhantes e encontram-se em apêndice (Apêndices A.4 e A.5).

A) Oceano Pacífico

A Figura 4.32 mostra o exemplo dos anos do mês de Dezembro em que houve excesso e falta de chuvas em A1. Percebe-se a evolução das anomalias de TSM em função das correntes superficiais do Oceano Pacífico, com a geração dos centros de anomalias de TSM em eventos de precipitação extrema sobre a área de estudo.

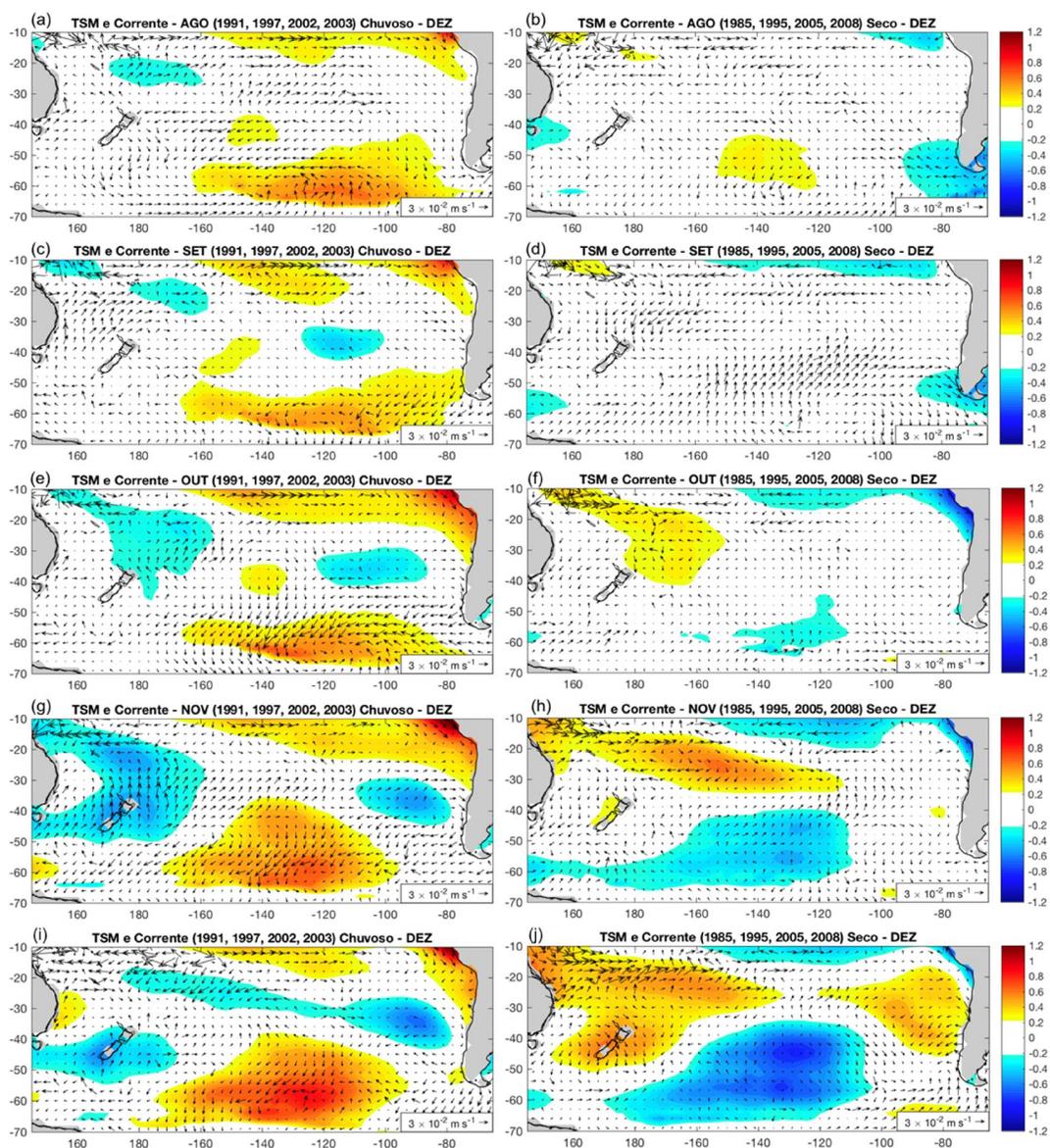
No mês de Agosto (Figura 4.32.a-b), quatro meses antes dos extremos de precipitação em Dezembro, há na região tropical uma configuração semelhante

ao fenômeno El Niño (chuvosos) e La Niña (secos). Para os casos chuvosos (Figura 4.32.a) já existe uma anomalia de TSM positiva no sul do Oceano Pacífico, na região identificada nas análises anteriores. Esta anomalia positiva vai se intensificando nos meses seguintes, uma vez que anomalias de corrente de norte contribuem para que menos água fria chegue nesta região do oceano (o que normalmente acontece devido ao movimento anti-horário do giro oceânico).

Uma anomalia de TSM com sinal contrário ao do sul se desenvolve a noroeste. Esta anomalia negativa começa em latitudes mais baixas (Figura 4.32.a), em função do enfraquecimento das correntes que transportam água mais aquecida para este local. A circulação do giro anticiclônico no oceano mais enfraquecida contribui para anomalias de correntes de sul no oeste deste oceano. Desta maneira, o noroeste do oceano fica com temperaturas menores do que o normal. No mês de Novembro (Figura 4.32.g) esses dois centros de anomalias de TSM na região extratropical do Oceano Pacífico já estão bem formados.

Como visto nas figuras da análise climatológica, os giros oceânicos gerados pelas correntes são anticiclônicos. No entanto, os resultados encontrados de anomalias para o oceano Pacífico indicam possíveis alterações nessa circulação principal em função de anomalias no oeste e sudeste deste oceano. Para os períodos chuvosos (Figuras 4.32.a, 4.32.c, 4.32.e, 4.32.g e 4.32.i) ocorreram anomalias anticiclônicas no Pacífico sudeste com anomalia de corrente vindo de norte contribuindo para o aumento da TSM. Na região oeste do oceano anomalias de sul indicam que menos calor é levado para as latitudes mais altas no oeste do oceano.

Figura 4.32 - Compostos de anomalias de TSM (°C) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Pacífico (10° a 70°S) para o mês de Dezembro em A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Correntes e TSM de Agosto a Dezembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Dezembro (entre 1979 e 2010).

Para anos secos (Figuras 4.32.b, 4.32.d, 4.32.f, 4.32.h e 4.32.j) os sinais de anomalias de TSM encontrados foram contrários a anos chuvosos, tanto nos trópicos quanto nos extratropicais. Nestes casos as anomalias de correntes

fluem em sentido anti-horário na parte central do Oceano Pacífico Sul, indicando que o giro anticiclônico encontra-se mais forte. Fica evidente a defasagem entre as anomalias de correntes oceânicas e a geração das anomalias de TSM extratropicais. Desde Setembro (Figura 4.32.d) há fortes anomalias de correntes de sul no sudeste do oceano e de norte no oeste, que contribuem para o surgimento de anomalia negativa no sul e positiva a oeste nos meses seguintes.

Além disso, a anomalia de circulação anticiclônica vista sobre a região de anomalia positiva de TSM no sul do Pacífico pode favorecer o aquecimento da região em função dos processos dinâmicos no oceano. Devido ao transporte de Ekman associado ao movimento sobre o oceano (que é defletido para a esquerda no HS pelo efeito de Coriolis), a circulação anticiclônica favorece o transporte de água superficial para o centro do giro. Isto gera um acúmulo de águas mais aquecidas, contribuindo para anomalias positivas de TSM na região oceânica, e um processo de subsidência de água neste local.

A atuação das correntes é um importante contribuinte para a geração de anomalias de TSM. O enfraquecimento ou intensificação dos ventos alísios associados ao ENOS contribuem para alteração nas correntes oceânicas superficiais da região tropical, e conseqüentemente o giro oceânico também é alterado, gerando anomalias de TSM no Oceano Pacífico Sul. Verifica-se que, no caso chuvoso, a anomalia de TSM no oeste do oceano subtropical começa a se desenvolver e depois se intensifica, podendo estar associada ao movimento de água forçado pelos ventos na região equatorial. No entanto, a anomalia positiva ao sul já encontra-se presente meses antes do extremo de precipitação.

Essa região de anomalia de TSM ao sul pode estar associada à alta pressão próximo à Península Antártica. Assim como foi visto nos diagramas de Hovmöller (Figura 4.31), o giro anticiclônico influencia as correntes superficiais, contribuindo para que as águas mais frias de sul ou mais quentes de norte

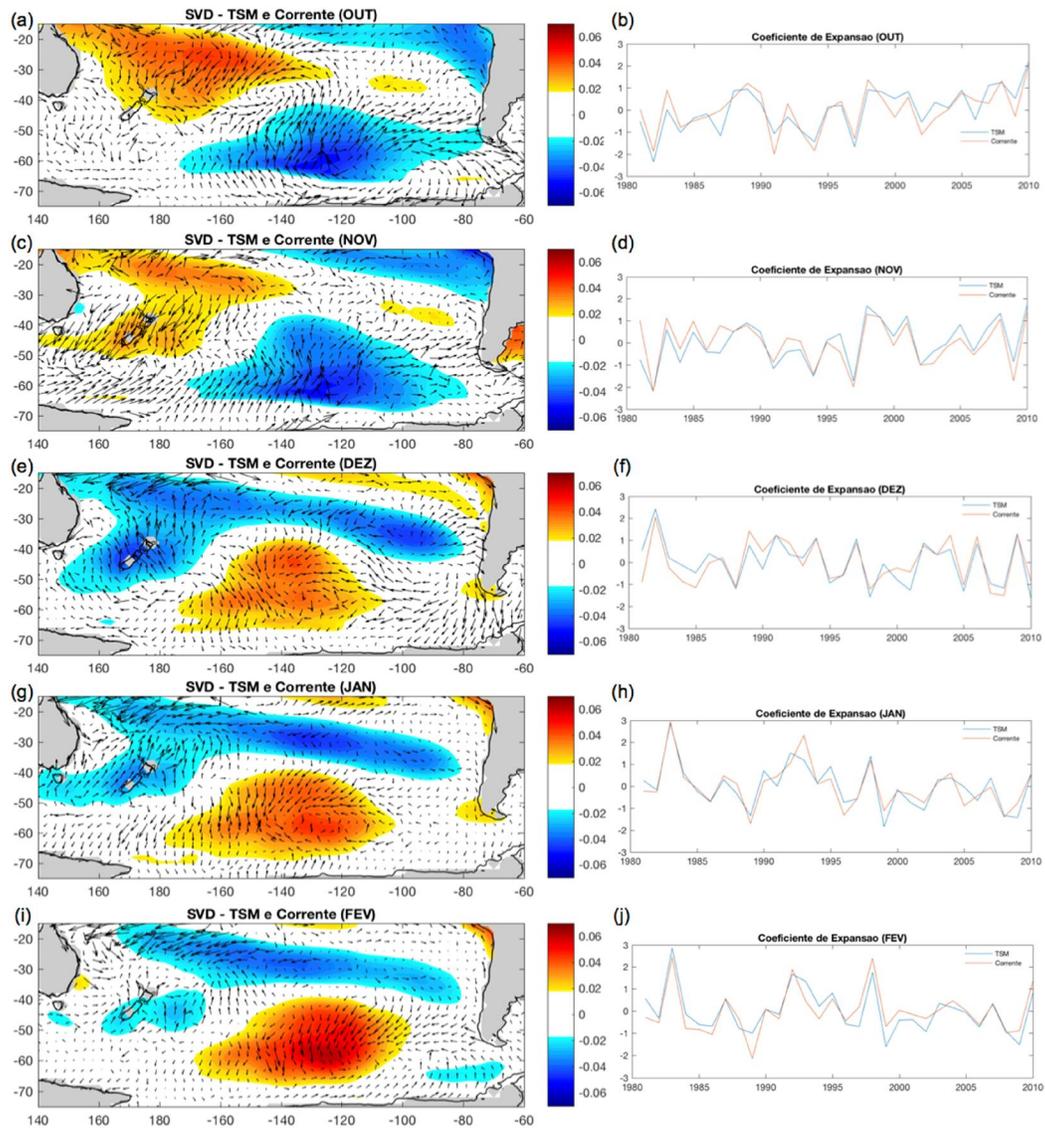
sejam deslocadas nessa região. Em anos de El Niño, há uma mudança na circulação anticiclônica do oceano, bem como intensificação desta alta (como foi verificado por Barros e Silvestri (2002)), que pode contribuir para anomalias positivas de pressão e de TSM neste local. Isso é visto nos compostos com defasagem, que a anomalia positiva ao sul já está presente (Figura 4.32.a), e em Novembro e Dezembro (Figuras 4.32.g e 4.32.i) ela fica maior e mais intensa.

Essa forte anomalia de TSM ao sul do Oceano Pacífico Sul pode ser associada a uma combinação de processos, como deslocamento e variações na intensidade da alta subtropical do Pacífico Sudeste, alterações no giro oceânico e também influência da alta pressão próximo à Antártica. Os resultados indicam que anomalias nas correntes contribuem para a geração de anomalias de TSM neste oceano. Há uma certa defasagem entre a atuação das correntes e a formação dos centros anômalos de TSM e, conseqüentemente, variabilidade das chuvas no Sul do Brasil.

Assim como já foi verificado nas análises anteriores e também nos mapas de climatologia, as correntes oceânicas superficiais, as quais são influenciadas pela direção dos ventos na atmosfera acima, contribuem para o deslocamento da água do mar que levará características da região de origem. Ou seja, anomalias de correntes de sul para norte (norte para sul) contribuem para anomalias negativas (positivas) de TSM nessas regiões oceânicas do HS, uma vez que contribuem para trocas de água mais quentes (latitudes baixas) ou mais frias (latitudes altas).

Os resultados das análises de SVD entre correntes oceânicas superficiais e TSM nos Oceanos Pacífico Sul (Figura 4.33) e Atlântico Sul (Figura 4.35) evidenciam essa relação. Percebe-se no Oceano Pacífico extratropical novamente a presença do dipolo de anomalias de TSM, e a configuração de correntes se mostra altamente associada a elas em função da sua direção.

Figura 4.33 - SVD entre correntes oceânicas superficiais e TSM no oceano Pacífico Sul.



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade de correntes superficiais e TSM do oceano Pacífico Sul (esquerda), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

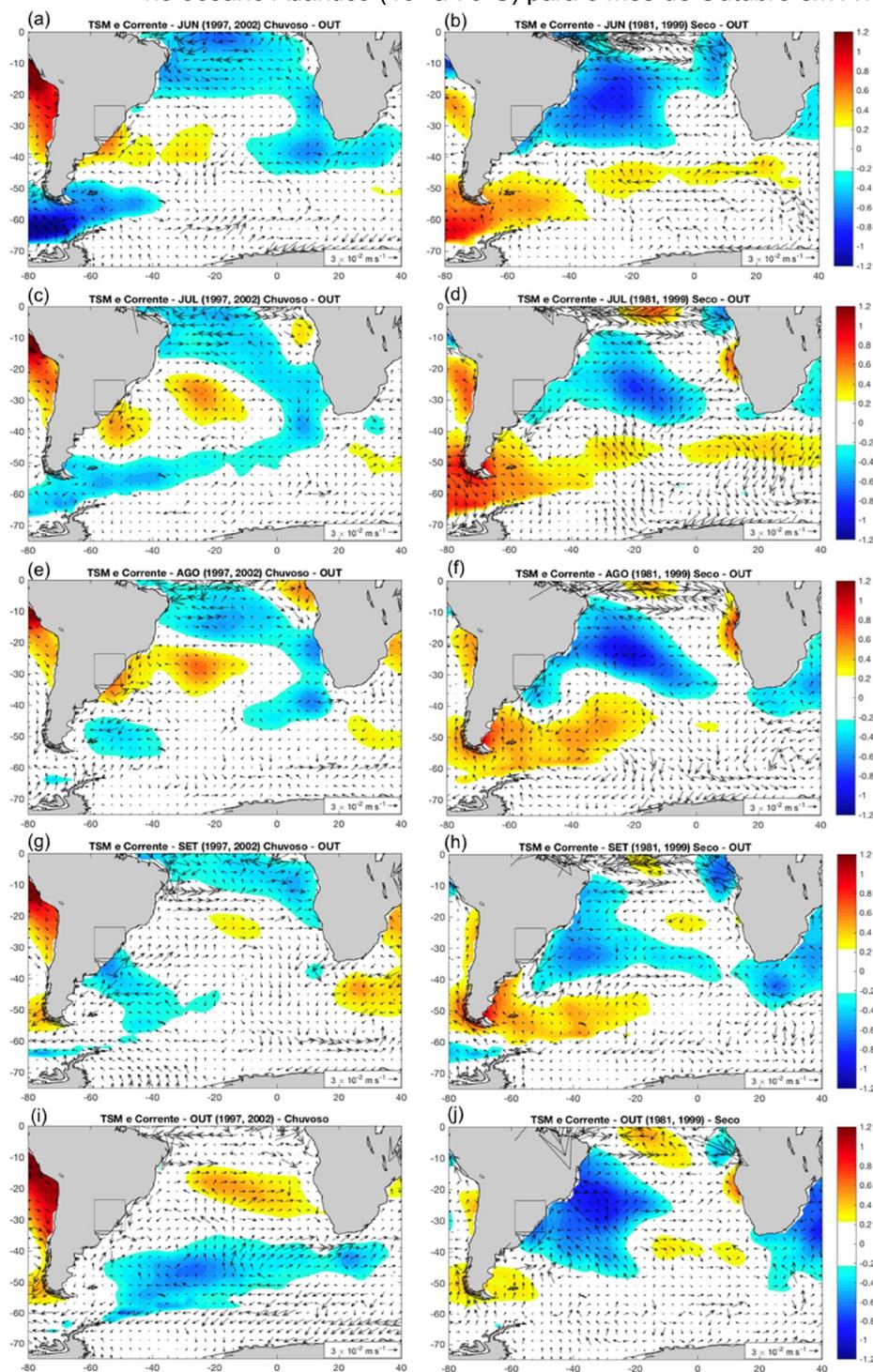
B) Oceano Atlântico

Nos resultados com o Oceano Atlântico Sul (Figura 4.34) a análise de compostos mostrou que a persistência das anomalias de TSM é bem menor do que no Pacífico, apresentando também uma grande variação na posição e extensão. Desta maneira, os centros de TSM não ficam muito bem delimitados e dependem da quantidade de anos extremos, então optou-se por apresentar a análise de correntes e TSM do mês de Outubro, no qual foram utilizados dois anos. Análise para os meses de Novembro e Dezembro estão em Apêndice (A.6 e A.7). A Figura 4.34 apresenta os mapas em que houve excesso e falta de chuva em Outubro, com análise de TSM e correntes dos meses anteriores.

Na região oceânica ao sul da América do Sul, percebe-se anomalias de TSM opostas em casos secos e chuvosos. Essa região recebe influência de anomalias de corrente de sul para norte (norte para sul) no oeste da Península Antártica, o que contribui para anomalias negativas (positivas) de TSM na região. Essas águas mais frias (ou quentes) chegam ao Oceano Atlântico e interferem na TSM superficial próximo à costa sudeste da América do Sul. No mesmo mês de análise, em Outubro (Figura 4.34.i-j), é vista a dominância de um dipolo com anomalia de TSM positiva (negativa) no norte e negativa (positiva) no sul associado a eventos chuvosos (secos) na área de estudo.

Já os meses que antecedem o extremo chuvoso (seco) em A1 apresentam um padrão de anomalias semelhante a um tripolo, com configuração de TSM de norte para sul com anomalias negativa, positiva, negativa (positiva, negativa, positiva). Um padrão de tripolo de anomalias de TSM no Atlântico Sul também foi visto por Pampuch et al. (2016), onde a configuração de anomalia positiva no centro juntamente com um anticiclone na atmosfera contribuiu para direcionar o fluxo de umidade para o Sul do Brasil.

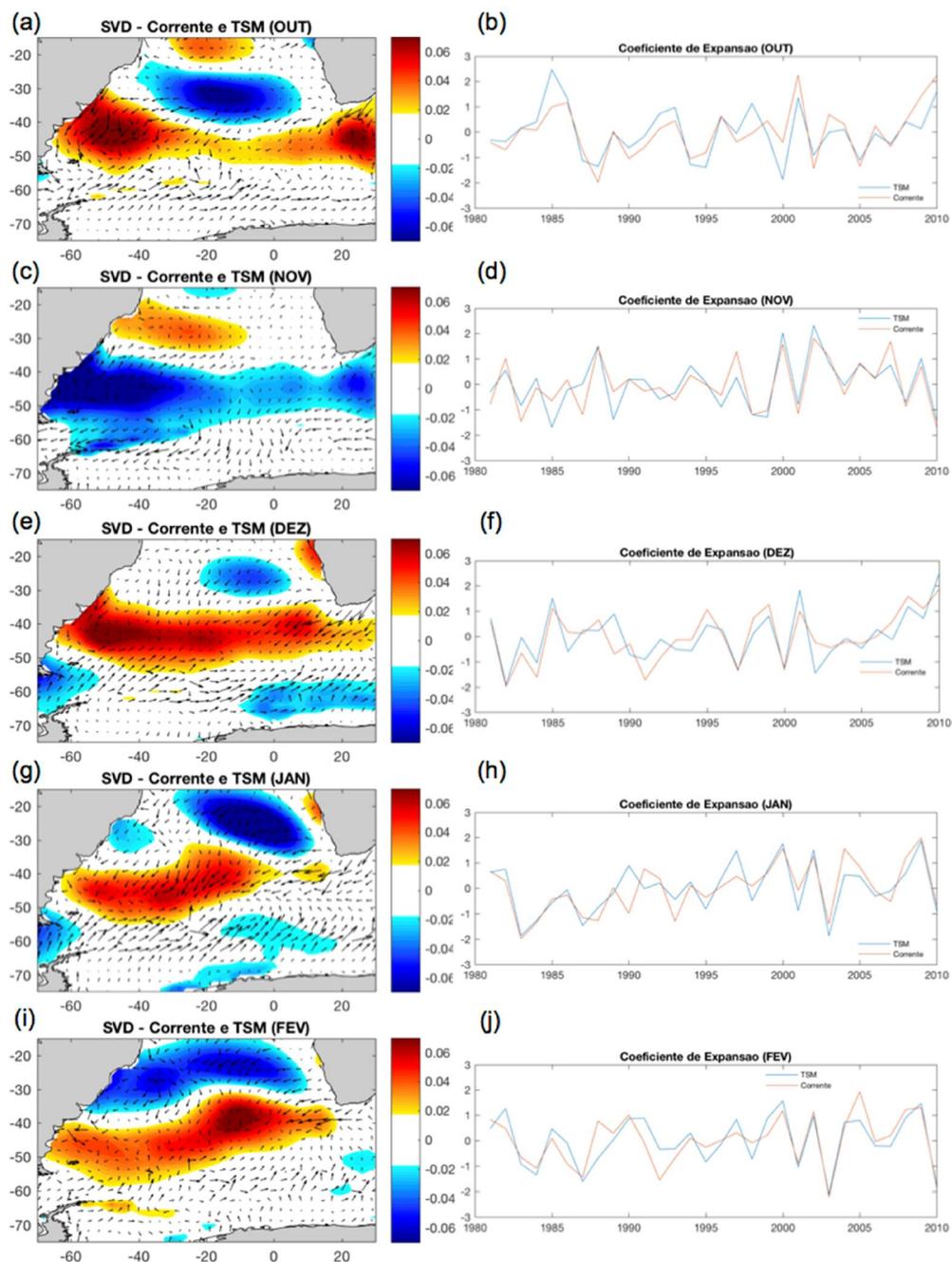
Figura 4.34 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Atlântico (10° a 70°S) para o mês de Outubro em A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) em A1, para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1979 a 2010.

Na análise de SVD entre correntes e TSM (Figura 4.35) fica evidente o que foi discutido anteriormente. Correntes que fluem na direção sul ou norte em aproximadamente 40°S próximo à costa da América do Sul estão relacionadas com anomalias positivas ou negativas de TSM, respectivamente. Percebe-se que as anomalias nesta região devem ser influenciadas pela Corrente do Brasil e Corrente das Malvinas, que transportam águas com características diferentes, como mencionado anteriormente. Assim, um enfraquecimento ou intensificação de uma dessas correntes pode contribuir para anomalias de TSM na região. Anomalias de TSM encontradas na região subtropical do Atlântico Sul não apresentam relação aparente com as correntes oceânicas superficiais em algumas regiões. Neste caso é provável que outras variáveis estejam associadas, como a influência da atmosfera, nebulosidade, etc.

Figura 4.35 - SVD entre correntes oceânicas superficiais e TSM no oceano Atlântico Sul.



Análises de SVD com resultados do primeiro modo de variabilidade de correntes superficiais e TSM do oceano Atlântico Sul (esquerda), com a série temporal dos coeficientes de expansão (direita); para os meses Outubro a Fevereiro, no período de 1981 a 2010.

4.2.4. Estudos em relação aos casos de ENOS

Dentre os anos extremos identificados pelo índice SPI (Tabela 4.1), grande parte dos períodos chuvosos em A1, principalmente, foram caracterizados pela presença do sinal do ENOS. Além disso, os resultados encontrados nos estudos com correntes oceânicas sugerem que a existência da anomalia de TSM no noroeste do Oceano Pacífico Sul possa ser influenciada pelo sinal na região tropical. Ventos alísios mais enfraquecidos, por exemplo, são forçantes menos intensas para as correntes superficiais no oceano, que também ficam mais enfraquecidas e menos calor é transportado dos trópicos para latitudes mais altas no oeste do oceano, o que contribui então para anomalias negativas de TSM nesta região.

No entanto, o desenvolvimento da anomalia de TSM na região sudeste do Oceano Pacífico Sul parece não ter relação com o equador, uma vez que nas análises não se mostrou associada a ventos e correntes a partir dos trópicos, e inclusive esteve presente desde os primeiros meses nas análises com defasagem (ver Figura 4.32). Os resultados obtidos através da análise com diagramas de Hovmöller (Figura 4.31) de anomalias de TSM e pressão mostram que este sinal pode estar associado à alta pressão próximo à Antártica. Desta maneira, a região extratropical dos oceanos também se mostrou importante e associada a processos diferentes do ENOS.

Grande parte dos eventos de El Niño identificados para extremos chuvosos sobre A1 foram períodos de El Niño Canônico, com apenas um caso de El Niño Modoki+A (Novembro de 1986) e alguns casos de períodos que ocorrem nas duas categorias (ver Tabela 4.1). Assim como já foi verificado por Tedeschi et al. (2013), o El Niño Canônico possui influência sobre o sudeste da América do Sul, contribuindo para aumento de chuvas no Sul do Brasil. Foi visto que, dentre os períodos de El Niño classificados por Tedeschi et al. (2013), os anos que foram de El Niño Canônico apresentaram a anomalia positiva no sul do Pacífico verificada nos resultados das análises, e casos de El Niño Modoki+A

não apresentou dominância deste sinal (Apêndice A.8). Isto comprova a importância do fenômeno de El Niño Canônico sobre a região Sul do Brasil, e que o aumento de precipitação associado a ele pode ser devido à existência dessa anomalia de TSM extratropical.

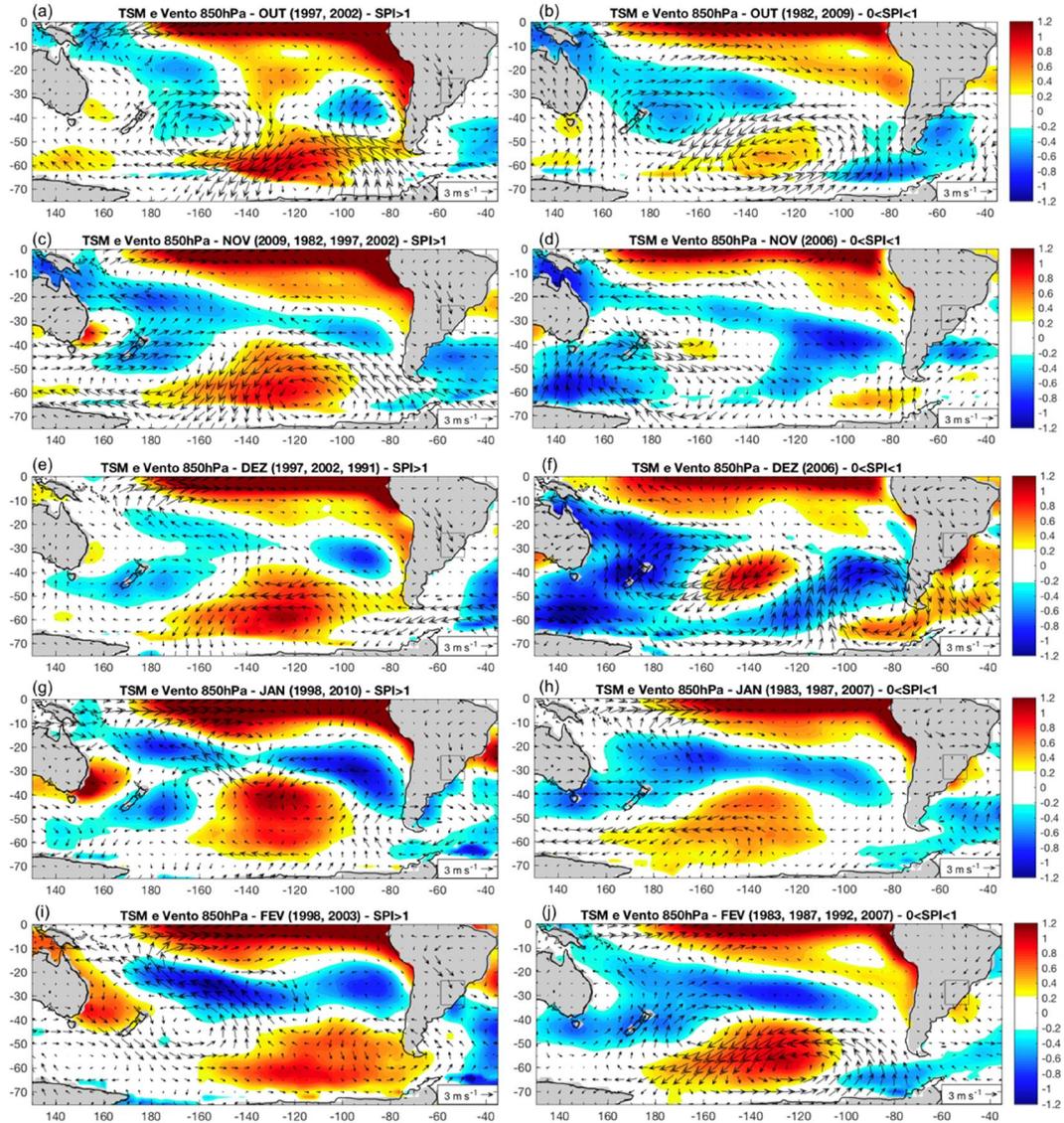
No entanto, houve também alguns eventos de El Niño Canônico (Apêndice A.9) que não apresentaram extremos chuvosos sobre A1. Dessa maneira, foram feitos compostos de casos de El Niño Canônico entre 1979 e 2010, separando-se os períodos em que houve extremo chuvoso sobre A1. A Figura 4.36 mostra que, em anos de El Niño Canônico quando houve excesso de chuva em A1, ocorreu também em todos os casos a presença do padrão de TSM extratropical identificado nas análises anteriores. Nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro (Figuras 4.36.a, 4.36.c e 4.36.e), principalmente, os casos chuvosos apresentaram a configuração de dipolo extratropical no Pacífico Sul. Dessa maneira, um índice considerando as regiões extratropicais dos oceanos se torna importante para a identificação de extremos chuvosos nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro.

No entanto, percebe-se que em Outubro, Janeiro e Fevereiro houve casos que não foram extremos chuvosos mas apresentaram também um sinal no Pacífico extratropical (Figuras 4.36.b, 4.36.h e 4.36.j). Nestes períodos, há diferentes padrões de anomalias também no Oceano Atlântico, que também são importantes. Desta maneira, na seção seguinte são criados índices oceânicos para se investigar a influência das anomalias de TSM tanto no Atlântico quanto no Pacífico, analisando os eventos juntamente com o sinal do ENOS.

Como mencionado anteriormente, alguns estudos já falaram sobre a influência da região subtropical do Oceano Pacífico Sul para precipitação no Sul do Brasil (BARROS; SILVESTRI, 2002; BERRI; BERTOSSA, 2004). Os resultados do atual trabalho mostraram a importância da região extratropical mais ao sul identificada em diversas análises. Verificou-se que o El Niño Canônico possui importância para a região de estudo, porém extremos chuvosos sobre A1

parecem ocorrer associados também à presença da forte anomalia positiva de TSM no sul do Oceano Pacífico.

Figura 4.36 - Compostos de anos de El Niño Canônico em condições chuvosas e não chuvosas em A1.



Compostos de anos de El Niño Canônico que apresentaram chuvas extremas em A1, com $SPI > 1$ (esquerda); e compostos que não apresentaram chuva extrema, com $SPI < 1$ (direita). Análise feita para o período de 1981 a 2010.

4.3. Índices oceânicos

4.3.1. Oceano Pacífico

A partir dos resultados das análises de TSM anteriores, SVD (Figura 4.1) e compostos (Figura 4.18), foram identificadas duas regiões no oceano Pacífico Sul importantes para a variabilidade de precipitação sobre o Brasil, principalmente para a região Sul. Foram escolhidas assim áreas sobre essas anomalias que melhor representassem a variação de precipitação sobre o sul do Brasil levando-se em conta os padrões encontrados nos compostos, correlações e SVD. As áreas foram delimitadas com dimensão $10^{\circ} \times 10^{\circ}$, sendo a área sul chamada de P1 ($54-64^{\circ}\text{S}$; $122-132^{\circ}\text{W}$) e a área noroeste chamada de P2 ($22-32^{\circ}\text{S}$; $152-162^{\circ}\text{W}$).

Estas regiões caracterizam um padrão de dipolo de anomalias de TSM, e optou-se então por desenvolver um índice oceânico que pudesse ser utilizado para contribuir com a previsão de precipitação sobre o Sul do Brasil. Este índice (IP) baseia-se na diferença de anomalia de temperatura entre esses dois centros (P1 e P2) de anomalia de TSM, calculado a partir da Equação 4.1:

$$IP = \frac{aTSM_{P1} - aTSM_{P2}}{\sigma_{IP}} \quad (4.1)$$

Onde $aTSM_{P1}$ e $aTSM_{P2}$ são a média em área das anomalias de TSM em P1 e P2, respectivamente. Por fim, após calculada a diferença, divide-se o resultado pelo desvio padrão da série temporal obtida (σ_{IP}), neste caso dos 32 anos de análise (1979 a 2010), para se obter o valor normalizado.

Para verificar a importância deste índice para eventos chuvosos ou secos no Brasil, foram feitas análises de correlação entre o índice e anomalias de precipitação a partir dos dados históricos utilizados neste trabalho. Aplicou-se também diferentes defasagens para verificar a possibilidade de contribuição na previsão. Além disso, também foi analisado o valor do índice nos compostos

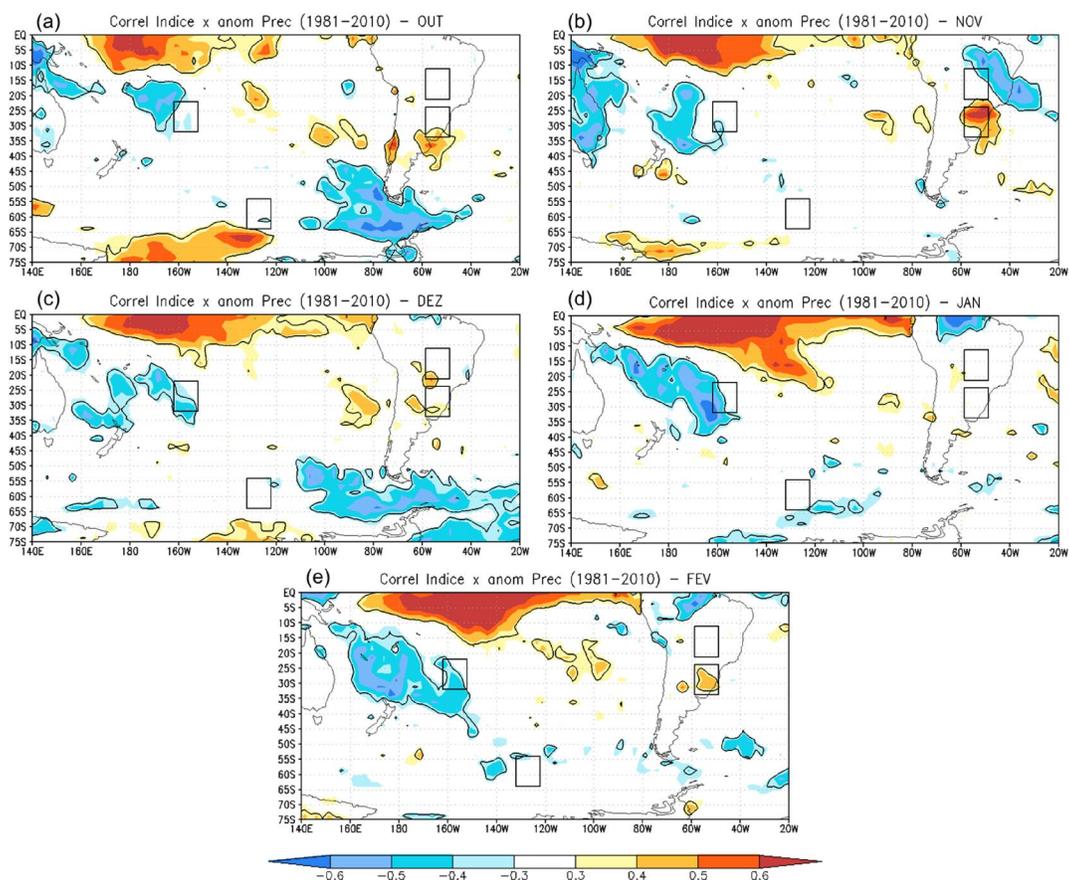
secos e chuvosos de cada mês, verificando-se quando o índice apresentava-se abaixo de -1 ou acima de +1.

Como foi verificado nas análises anteriores, a região extratropical do oceano Pacífico se mostrou importante para a variabilidade de chuvas em A1. Dessa forma, os estudos sobre a influência do índice extratropical gerado foram focados apenas nessa área de estudo.

A Figura 4.37 contém mapas de correlação entre o índice extratropical e precipitação global. Pode-se verificar que, em todo o período, houve correlação positiva entre o índice e precipitação sobre a região A1 (não havendo sinal sobre a região apenas em Janeiro). Em Novembro (Figura 4.37.b) a correlação sobre a área de estudo foi bastante significativa, com a presença também de correlação negativa ao norte (indicando o dipolo de precipitação sobre a América do Sul). Em Fevereiro (Figura 4.37.e) o sinal positivo se mostrou mais enfraquecido sobre A1, e em Outubro e Dezembro (Figuras 4.37.a e 4.37.c) mais deslocado para sul.

O índice baseia-se na diferença de anomalias de TSM em P1 e P2, então os resultados indicam que anomalias positivas de TSM em P1 e negativas em P2 estão associadas ao aumento de chuva no sul do Brasil, que inclui a área A1. Nota-se também, nessas análises de correlação, sinais opostos em outras regiões do Pacífico. Houve correlação positiva com a região tropical central e leste do oceano e negativa com o oeste.

Figura 4.37 - Correlação entre o índice do Oceano Pacífico extratropical e precipitação (global).



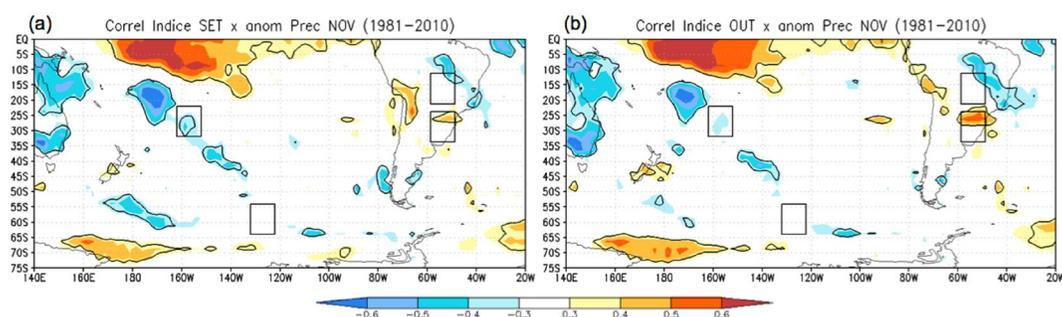
Correlação para os meses Outubro a Fevereiro, com o índice calculado a partir das anomalias de TSM nas regiões do Pacífico P1 e P2, para o período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

Para se estudar a influência das anomalias de TSM nos extratropicais com a precipitação dos meses seguintes, que seria importante para a previsão, foram feitas também correlações com defasagens. Neste trabalho é mostrado o exemplo do mês de Novembro, que apresentou forte sinal nos resultados da correlação do índice com a precipitação, e as correlações com o índice nos meses anteriores (Figura 4.38).

Um fraco sinal de correlação (Figura 4.38.a) é percebido com a TSM de dois meses antes (Setembro) da precipitação (Novembro). Com um mês de

defasagem (Figura 4.38.b), a correlação entre o índice de Outubro e a precipitação de Novembro em A1 fica mais evidente, e o sinal mais forte de correlação ocorre para o mesmo mês (Novembro), como foi visto na Figura 4.37.b. Isso indica que o índice evidencia anomalias de precipitação (positivas ou negativas no caso de índice positivo ou negativo, respectivamente) dois meses antes do evento.

Figura 4.38 - Correlação entre o índice do Oceano Pacífico extratropical e precipitação (global).



Correlação entre o índice nos meses de Setembro (a) e Outubro (b) com precipitação em Novembro, para o período de 1981 a 2010. As áreas contornadas em preto possuem significância superior a 95%.

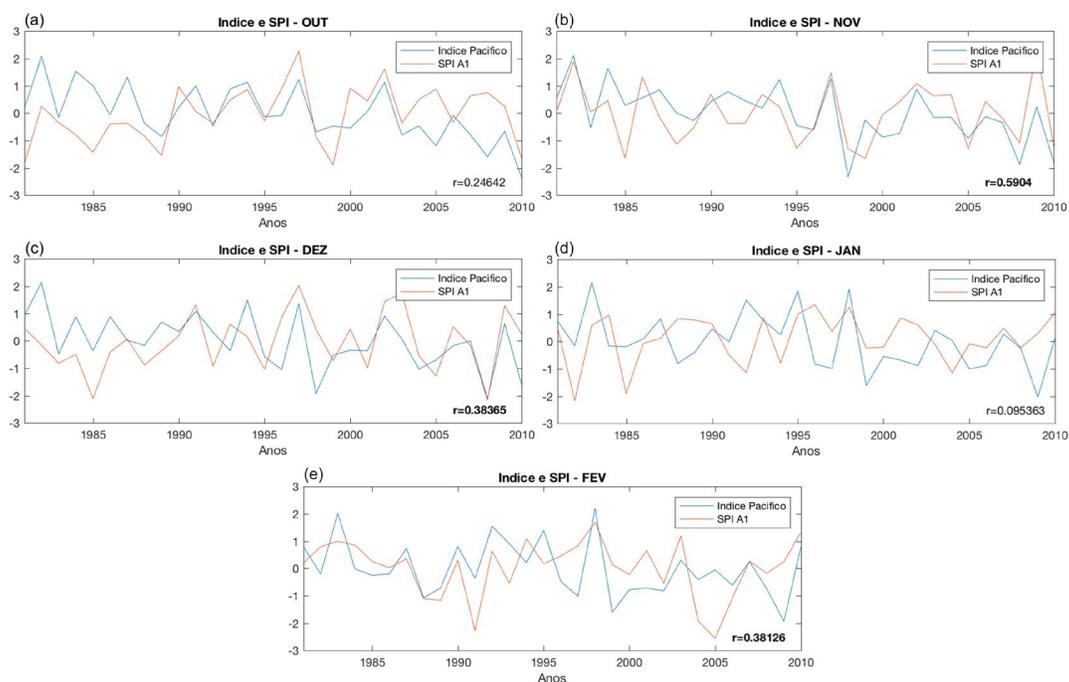
4.3.1.1. Relação entre o índice e extremos chuvosos e secos em A1

Verificou-se que valores positivos do índice extratropical estiveram relacionados com aumento de chuvas sobre A1. Desta maneira, a variação temporal do índice SPI foi analisada juntamente com a variação do índice extratropical para se verificar a relação entre elas. A Figura 4.39 contém, para cada mês de estudo, a variação destes dois índices com os anos. Os resultados para o índice do Pacífico na área A2 não foram significativos, uma vez que esta apresentou maior influência do Atlântico, então não serão apresentados nesta seção.

Para todo o período de estudo houve correlação positiva entre o índice extratropical desenvolvido e o índice SPI de A1. Ainda, percebe-se que a variação dos dois índices coincide em vários anos, estando valores positivos

(negativos) do índice extratropical relacionados com extremos chuvosos (secos) em A1. A maior correlação encontrada ($r=0,5904$) e também de maior significância ($p=0,0006$) foi para Novembro (Figura 4.39.b), mês de maior representatividade também nos mapas de correlação (Figura 4.37.b).

Figura 4.39 - Séries temporais do Índice extratropical do Pacífico e SPI da área A1.



Série temporal do índice extratropical (azul) e SPI em A1 (vermelho) para os meses de Outubro a Fevereiro. No canto inferior direito de cada gráfico encontra-se o coeficiente de correlação (r) entre as duas séries temporais, sendo em negrito os resultados de maior significância ($p<0,05$).

O índice se mostrou associado a eventos extremos de precipitação em A1, para vários anos, e torna-se importante verificar o quanto esses extremos são capazes de serem previstos através do índice. Os compostos chuvosos e secos foram então analisados com relação ao índice para verificar, dentre estes anos chuvosos e secos em A1, quais apresentaram o índice extratropical positivo (>1) ou negativo (<-1). Para isto, após separados os compostos secos e chuvosos, separou-se estes em mais dois compostos, os quais apresentassem índice extratropical positivo ou negativo (Tabela 4.3).

Foi verificado dentre os eventos extremos (secos e chuvosos) analisados, que todos os que apresentaram índice extratropical acima de 1 foram extremos chuvosos na área de estudo (SPI>1). Os casos que apresentaram índice extratropical abaixo de -1 foram eventos secos. Não foram registrados eventos chuvosos para o índice extratropical <-1, com exceção de um único caso, Janeiro de 1992. Estes resultados indicam que o índice para o Pacífico Extratropical possui aplicação para estimativa de aumento ou redução de chuvas sobre A1.

Tabela 4.3 - Relação de anos chuvosos e secos para A1 com valores extremos do índice extratropical.

| | Índice Ext. > 1 | | Índice Ext. < -1 | |
|-----|---------------------------------------|----------------------------------|------------------|---|
| | Chuvosos (SPI>1) | Secos (SPI<-1) | Chuvosos (SPI>1) | Secos (SPI<-1) |
| OUT | 1997 ^c , 2002 ^c | – | – | 2010 |
| NOV | 1982 ^c , 1997 ^c | – | – | 1998 [*] , 2008^m , 2010 |
| DEZ | 1991 [*] , 1997 ^c | – | – | 2008 |
| JAN | 1998 ^c | 1992[*] | – | |
| FEV | 1998 ^c | – | – | 1988 |

Legenda de acordo com a Tabela 4.2.

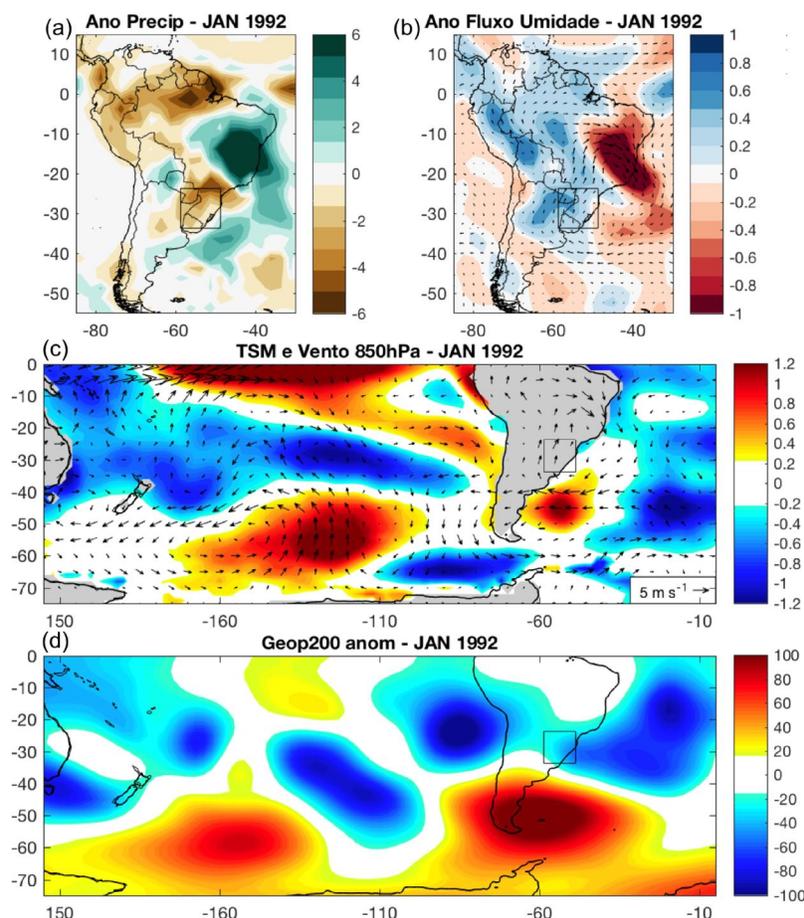
Janeiro de 1992 foi um período seco para A1, mesmo apresentando o índice extratropical positivo e também sendo considerado período de El Niño Canônico e Modoki+A (de acordo com Tedeschi et al., 2013). No entanto, no mês anterior, em Dezembro de 1991, o valor de SPI indicou excesso de chuva sobre a região sob essas condições no Oceano Pacífico. A Figura 4.40 mostra as anomalias de precipitação (Figura 4.40.a) e fluxo de umidade (Figura 4.40.b) para este mês em específico, e percebe-se que há um forte sinal de anomalias positivas de precipitação e convergência de umidade sobre o norte do Sudeste e sul do Nordeste do Brasil. Segundo dados do INMET (2016), o oeste da Bahia registrou um grande acumulado mensal de chuva no mês de Janeiro de 1992, com um total mensal de 543,2 mm na estação Santa Rita de Cássia

(Ibipetuba), recorde que foi superado apenas em 2016. Isto está de acordo com o mapa de anomalia de precipitação, que apresenta um dipolo com centro negativo sobre o sul e centro positivo sobre o sudeste/nordeste do Brasil. A forte convecção a nordeste de A1 contribuiu para que houvesse subsidência associada sobre esta área de estudo, o que implica em menos precipitação, causando um mês mais seco. O fluxo de umidade indica divergência de umidade nesta região, com um fluxo anômalo ciclônico direcionando a umidade para o nordeste dela.

Apesar da presença da anomalia de TSM positiva no sul do Pacífico, percebe-se que a leste dela, próximo à Península Antártica, existe uma anomalia negativa (Figura 4.40.c). Já no Atlântico Sudoeste, próximo à costa sul da América do Sul, existe um centro de anomalia positiva de TSM. Essa anomalia de TSM positiva no Atlântico e o fluxo de umidade sobre a América do Sul são semelhantes aos padrões verificados para essas duas variáveis nos compostos de períodos secos (Figura 4.19 e Figura 4.25), sendo indicativos de menor precipitação sobre a região.

Assim como pode ser visto na figura de anomalia de geopotencial em altos níveis (Figura 4.40.d), existe uma anomalia positiva sobre o Pacífico Sul, porém mais deslocada para oeste. Dessa forma, os outros centros de ação ficam deslocados também, e a configuração de cavados e cristas é diferente do que foi verificado nas análises de geopotencial de casos chuvosos. Neste caso, a área A1 encontra-se a nordeste de uma crista, o que favorece movimento vertical de subsidência, contribuindo para a seca deste mês.

Figura 4.40 - Anomalias associadas ao evento seco de A1 em Janeiro de 1992.



Anomalias de ROLE (a) e Precipitação (b) sobre a América do Sul; e anomalias de TSM e Vento em 850hPa (c) e Geopotencial em 200hPa (d) sobre o Pacífico Sul e Atlântico Sul.

4.3.1.2. Influência do índice na precipitação – análise com defasagem

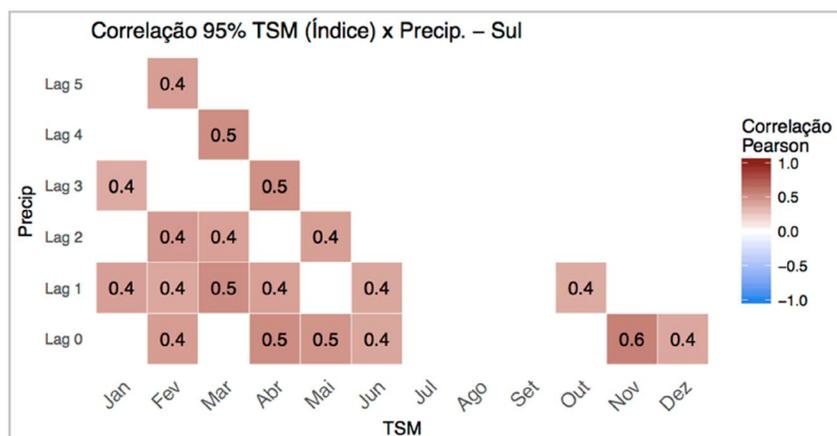
Para se verificar a importância do índice desenvolvido em termos de previsão foram feitas correlações entre o índice e precipitação em A1 com diferentes defasagens. Usou-se assim o índice de um respectivo mês e foi verificada a correlação com a precipitação dos meses seguintes. A Figura 4.41 contém os valores arredondados de correlação entre o índice de cada mês com a precipitação deste mesmo mês (*Lag 0*) até 5 meses depois (*Lag 5*), sendo apresentadas apenas as correlações com significância maior que 95%.

A correlação com defasagem foi feita para todos os meses do ano a fim de se verificar a aplicabilidade do índice como indicador de casos extremos de precipitação e contribuir para a previsão na área de estudo. Verifica-se que todos os resultados significantes apresentaram correlação positiva entre o índice e precipitação, estando mais concentradas no *Lag 0* e *Lag 1*, ou seja, correlação em fase e de um mês de defasagem. Este resultado indica que, assim que o dipolo de TSM está formado, este pode resultar em anomalias de precipitação em A1 no mês seguinte.

Os resultados de correlações significativas possuem um padrão interessante em diagonal, verificado por exemplo do *Lag 5* de Fevereiro (Julho) ao *Lag 1* de Junho (Julho); do *Lag 3* de Janeiro (Abril) ao *Lag 1* de Março (Abril); e do *Lag 2* de Fevereiro (Abril) e Março (Maio) ao *Lag 0* de Abril (Abril) e Maio (Maio). Nota-se de Fevereiro a Junho correlações significativas do índice extratropical com as anomalias de precipitação normalizadas em Julho. Dentro do período de estudo, a precipitação em Novembro apresentou correlação significativa com o índice extratropical de Outubro e de Novembro, e a precipitação em Dezembro com o índice no mesmo mês. Esses resultados mostram que o índice pode contribuir para a previsão de extremos chuvosos com um mês de antecedência, e que este sinal do índice se mantém no mês de extremo.

De acordo com o que foi visto nos mapas de compostos de anomalias de TSM com defasagens (Figura 4.32), as duas regiões do dipolo (P1 e P2) vão se formando e se intensificando de um mês para outro e não surgem ao mesmo tempo. A Figura 4.42 contém a correlação com diferentes defasagens entre TSM em P1 e P2, separadamente, e precipitação em A1. De acordo com o que foi visto nas análises anteriores, a região P1 apresenta correlação positiva com precipitação em A1 (Figura 4.42.a) e a região P2 apresenta correlação negativa (Figura 4.42.b), para todas as defasagens significativas, o que sustenta a ideia de um índice de dipolo para a região extratropical.

Figura 4.41 - Correlação com defasagem entre o Índice extratropical do Oceano Pacífico Sul e anomalia de precipitação na área A1.

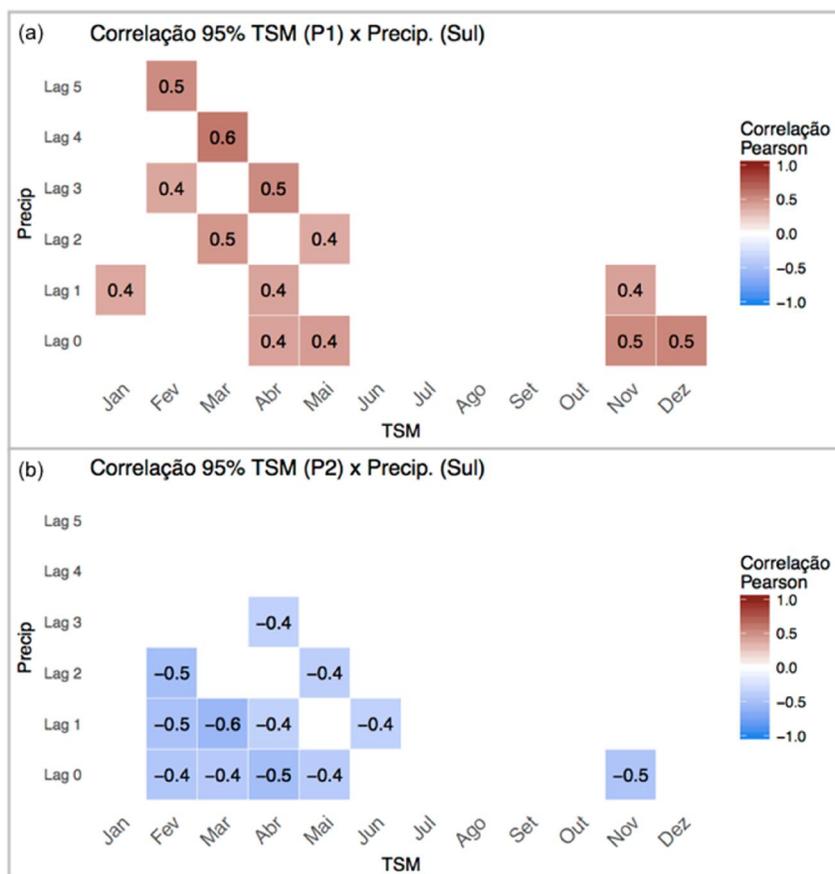


Correlação entre o índice extratropical (baseado nas anomalias de TSM de P1 e P2) – eixo x, e anomalia de precipitação em A1 – eixo y, com defasagens de zero a cinco meses (*Lag 0* a *Lag 5*); considerando o período de 1981 a 2010. Valores em vermelho indicam correlação positiva e valores em azul indicam correlação negativa.

Percebe-se que a correlação positiva com P1 já surge com defasagens maiores, de até 5 ou 4 meses, enquanto que as correlações negativas com P2 surgem com no máximo 3 meses de defasagem. Isto indica que a anomalia de TSM ao sul do oceano Pacífico começa a surgir antes de estar formado o dipolo, ou antes de o sinal oposto a noroeste se desenvolver. Isto também foi verificado nos mapas com defasagem (Figura 4.32), onde primeiro surge um sinal ao sul e mais adiante se forma um sinal a oeste.

Nas análises apresentadas nas outras seções nota-se que o padrão de dipolo nos extratropicais se forma alguns meses antes do *lag 0*, porém os centros não se mantêm nas mesmas posições todos os meses, o que reduz a correlação com defasagens maiores que 1 mês. Para o propósito de informação ao setor agrícola, a análise do índice de Outubro para a precipitação em Novembro (mês importante para o plantio e primeiros estágios do cultivo) pode contribuir para o gerenciamento agrícola. Além do índice, as análises do padrão das anomalias no Pacífico extratropical também fornecem informações úteis para esse gerenciamento.

Figura 4.42 - Correlação com defasagem entre as áreas P1 e P2 do Oceano Pacífico Sul e anomalia de precipitação na área A1.



Correlação entre anomalia de TSM em P1 (a) e P2 (b) – eixo x, e anomalia de precipitação em A1 – eixo y, com defasagens de zero a cinco meses (*Lag 0 a Lag 5*); considerando o período de 1981 a 2010. Valores em vermelho indicam correlação positiva e valores em azul indicam correlação negativa.

4.3.2. Oceano Atlântico

Como foi visto nas análises anteriores, o índice no Oceano Pacífico apresentou grande significância para variações de chuva em A1. Grande parte dos casos chuvosos foram em anos de El Niño, e além disso, todos os anos que apresentaram o índice no Pacífico superior a 1 (indicando relação com o aumento de chuvas em A1) foram também anos de El Niño (ver Tabela 4.3). No entanto, houve também casos extremos chuvosos em A1 que não foram

anos de El Niño, e casos secos tanto em anos de La Niña quanto neutros, e inclusive em anos de El Niño (Tabela 4.2); além disso, a área A2 apresentou maior relação com o Oceano Atlântico. Desta forma, optou-se pelo desenvolvimento de um índice também no Oceano Atlântico, tendo-se assim uma ferramenta auxiliar ao índice do Pacífico uma vez que o dipolo de anomalias de TSM do Oceano Atlântico também influencia na precipitação sobre as regiões A1 e A2.

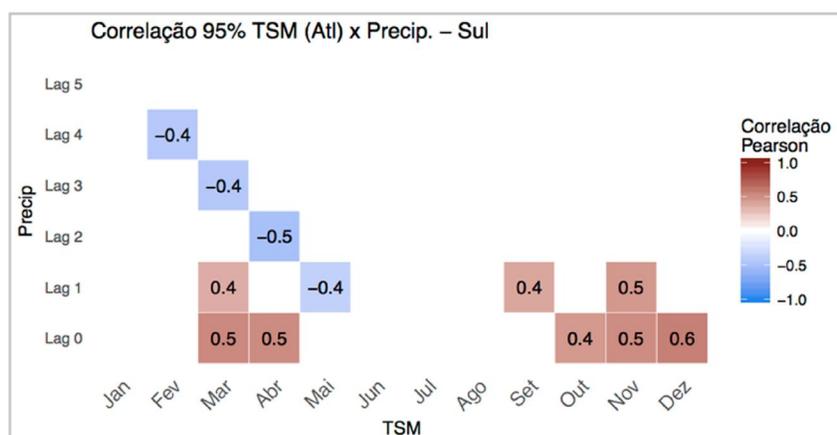
Este índice foi calculado considerando-se duas áreas no Atlântico Sudoeste que apresentaram dipolos de anomalias de TSM nas análises de compostos e SVD, tanto para A1 quanto para A2. As áreas delimitadas possuem dimensão 10°x10°, sendo uma área norte At1 (20-30°S; 26-36°W) e uma área sul At2 (40-50°S; 30-40°W). O índice (IA) é calculado (Equação 4.2) a partir da diferença de anomalia de TSM entre as duas áreas oceânicas:

$$IA = \frac{aTSM_{At1} - aTSM_{At2}}{\sigma_{IA}} \quad (4.2)$$

4.3.2.1. Influência do índice na precipitação – análise com defasagem

Assim como para IP, foram feitas correlações com defasagens entre o índice IA e anomalias de precipitação nas áreas de estudo (Figura 4.43). Apesar de as áreas do Atlântico apresentarem grande variação em posição e extensão, a correlação com a precipitação em A1 foi significativa nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro. O dipolo positivo indica anomalia de TSM positiva no norte (At1) e negativa no sul (At2), e este esteve relacionado com aumento de chuvas sobre A1. Essa influência está coerente com o que foi verificado nas análises de SVD (Figura 4.2) e de compostos (Figura 4.19).

Figura 4.43 - Correlação com defasagem entre o Índice Oceano Atlântico Sul e anomalia de precipitação na área A1.

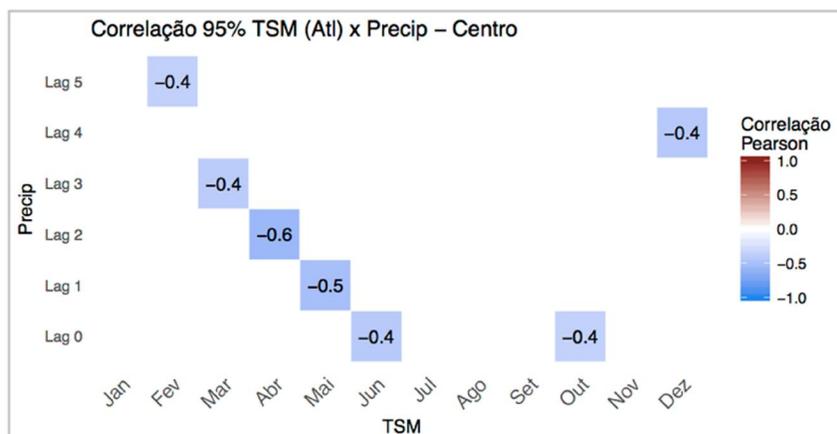


O índice se mostrou relevante para a precipitação do mesmo mês em A1, e com influência defasada de um mês em Setembro e Novembro, onde a TSM nestes meses contribuiria para mais chuvas em Outubro e Dezembro, respectivamente. Diferente dos processos que ocorrem na região do índice do Pacífico, onde há interferência nos trens de ondas que atuam sobre a América do Sul, a região do Atlântico está associada a anomalias de circulação que influenciam diretamente na região da América do Sul. Provavelmente em Janeiro e Fevereiro existe forte interferência da ZCAS que atua sobre o Atlântico e também interfere em anomalias de TSM, como foi visto anteriormente, interferindo no dipolo considerado para o índice.

Na análise considerando-se a área A2 (Figura 4.44), percebe-se que a correlação é negativa, uma vez que a precipitação no Centro-Oeste apresentou em geral sinal oposto à área A1. Neste caso, o dipolo negativo no Atlântico Sudoeste esteve associado à menor precipitação sobre A2 no mês de Outubro. Foi visto nas análises dos compostos secos (Figura 4.28) que a configuração das anomalias de TSM é consistente com o índice negativo. A correlação para os outros meses de estudo pode não ter sido expressiva pelo fato de A2 apresentar sinais opostos quanto ao sinal de precipitação associado ao Atlântico, como foi visto na análise de SVD (Figura 4.2). Todavia, a correlação

negativa está de acordo com os resultados encontrados nas análises dos compostos.

Figura 4.44 - Correlação com defasagem entre o Índice Oceano Atlântico Sul e anomalia de precipitação na área A2.

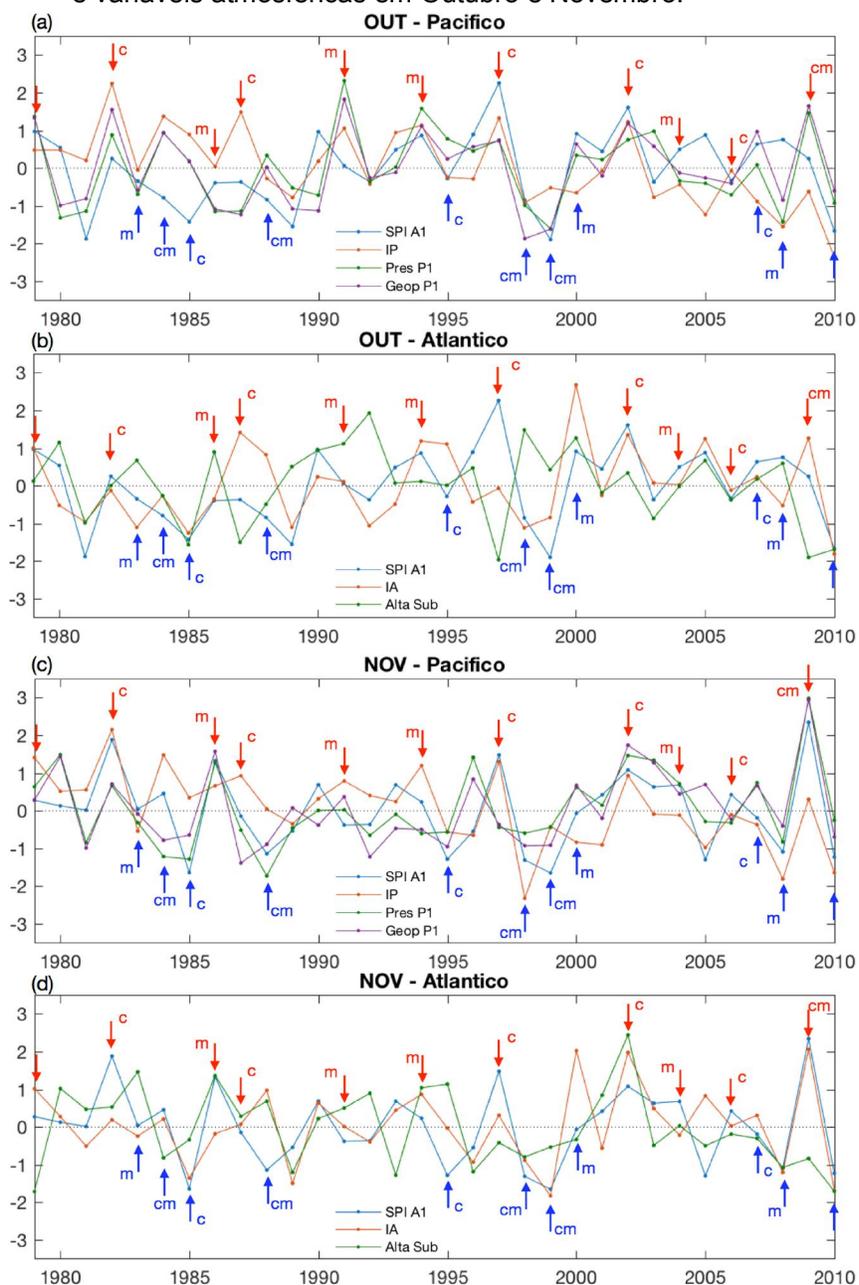


4.3.2.2. Importância do índice em relação a extremos de precipitação em A1 e o Índice do Pacífico

O índice para o Oceano Pacífico possui alta importância para anomalias de circulação atmosférica associadas a variações na disponibilidade de chuvas em A1. No entanto, alguns períodos secos e chuvosos apresentaram menor relação com este índice, e optou-se por investigar a influência do Atlântico para esses casos. Como o índice do Pacífico foi importante para a precipitação em A1, neste caso não foi feita análise com extremos em A2.

As Figuras 4.45-47 contêm séries temporais dos índices oceânicos desenvolvidos (IP e IA), SPI de A1 e variáveis normalizadas, para se verificar a importância do parâmetro em eventos chuvosos ou secos, verificando também a existência do sinal do ENOS. Para análise da região do Pacífico foi considerado o índice IP (em função das anomalias de TSM), e anomalias de pressão ao nível do mar e geopotencial (200hPa) na região P1 do índice. Para análise do Atlântico foi considerado o índice IA e a anomalia de pressão ao nível do mar na região aproximada da alta subtropical (30°S; 20°W).

Figura 4.45 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Outubro e Novembro.



Para o Pacífico, (a) e (c), série temporal da TSM, pressão e geopotencial (normalizados) na área P1 neste oceano, e SPI em A1; Para o Atlântico, (b) e (d), série temporal do índice neste oceano, pressão próximo à alta subtropical (30°S; 20°W) e SPI em A1.

Figura 4.46 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Dezembro e Janeiro.

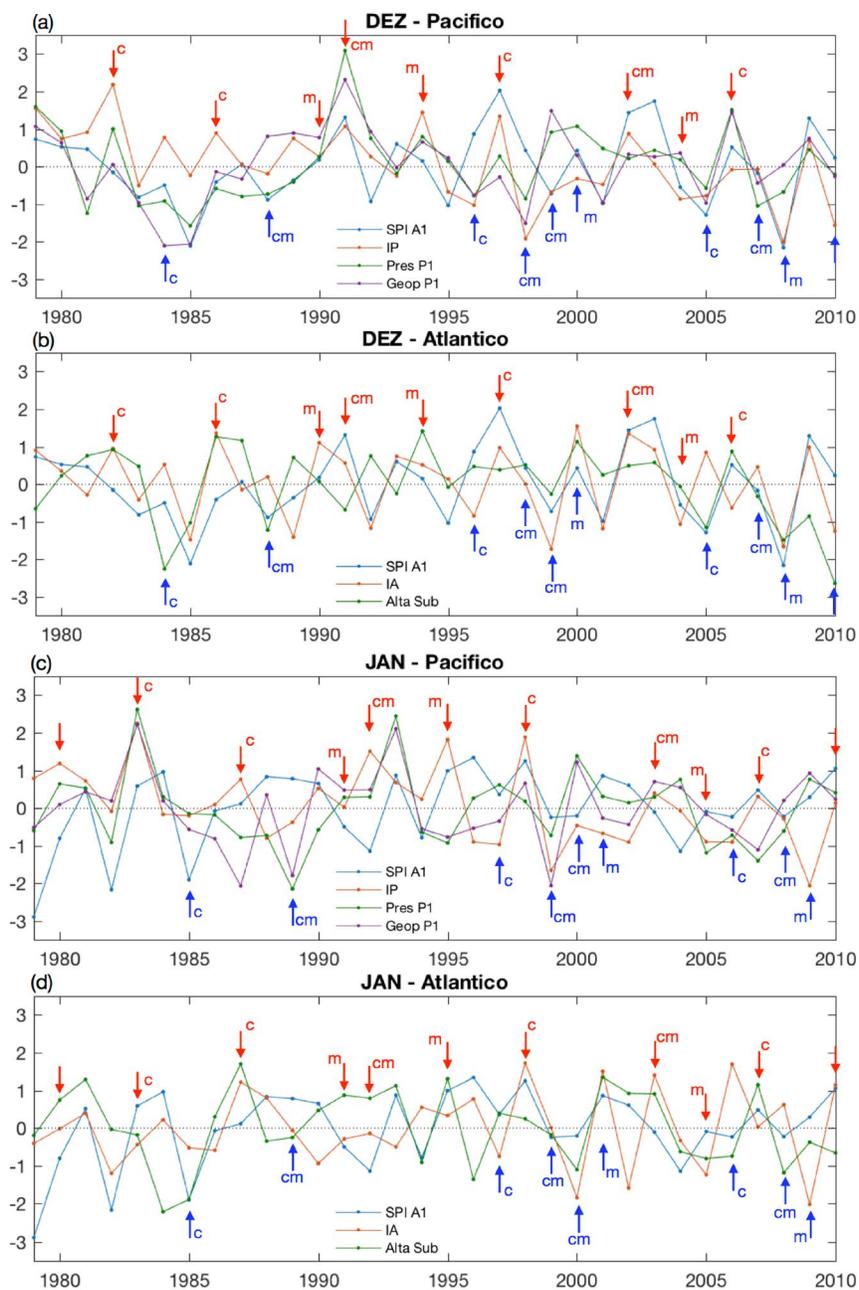
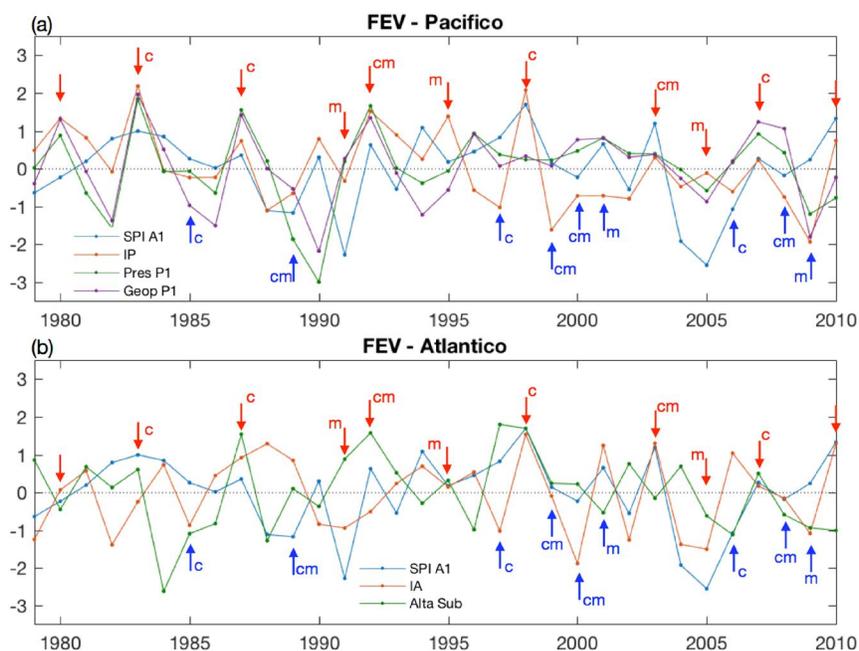


Figura 4.47 - Séries temporais de TSM (P1 e IA) nos oceanos Pacífico e Atlântico, SPI e variáveis atmosféricas em Fevereiro.



Analisando primeiramente períodos que foram extremos chuvosos porém não foram classificados como El Niño (Tabela 4.1): Em Fevereiro de 1994 (Figura 4.47) e Dezembro de 2003 (Figura 4.46.a-b), ambos os índices (Atlântico e Pacífico) foram positivos. No primeiro caso, os valores dos dois índices foram pequenos (<1), porém os dois estavam positivos, o que pode ter favorecido o aumento de chuvas; anomalias negativas de pressão e geopotencial indicam que a alta pressão próxima à Antártica estava enfraquecida (Pacífico) e a alta subtropical do Atlântico possivelmente deslocada. No segundo caso, os dois índices estavam positivos, mas o índice do Atlântico se mostrou consideravelmente maior do que o do Pacífico, onde as anomalias atmosféricas também estavam fracas, indicando que o alto SPI estava associado à TSM do Atlântico. Em Janeiro de 1996 (Figura 4.46.c-d) o índice no Pacífico estava negativo, e o índice positivo do Atlântico pode ter sido importante para o aumento da precipitação.

Casos extremos secos: Em casos como Outubro de 1989 (Figura 4.45.a-b), Dezembro de 1985 (Figura 4.46.a-b), Janeiro de 1982 e 2004 (Figura 4.46.c-d) e Fevereiro de 2004 (Figura 4.47), os dois índices estiveram negativos, indicando contribuição dos dois oceanos na ocorrência de seca na área de estudo. Em Novembro de 2005 (Figura 4.45.c-d), Dezembro de 1995 (Figura 4.46.a-b) e Fevereiro de 1988 (Figura 4.47) o índice do Atlântico esteve positivo, porém no Pacífico esteve negativo. Nos casos de Outubro de 1981 (Figura 4.45.a-b) e Janeiro de 1979 (Figura 4.46.c-d) o índice no Pacífico estava positivo, no entanto o índice do Atlântico estava negativo, o que justifica os eventos de seca na região. O mês de Janeiro 1992 (Figura 4.46.c-d), estudado anteriormente apresentou o índice no Pacífico positivo e no Atlântico levemente negativo; porém a Figura 4.40 mostra no Atlântico um padrão de dipolo negativo, o qual foi visto que favorece menor precipitação em A1. Este sinal encontra-se mais deslocado, com uma alta TSM mais concentrada perto da costa, o que explica o valor do índice não ser muito expressivo.

Em Fevereiro de 1991 e 2005 (Figura 4.47), mesmo sendo períodos de El Niño, houve seca na região de estudo com um SPI consideravelmente negativo. Pela figura percebe-se que o índice no Pacífico está negativo próximo de zero, mas o índice no Atlântico está negativo e com sinal mais forte, o que deve justificar a falta de chuva. Estes dois anos são períodos de El Niño Modoki+A, e como foi visto por Tedeschi et al. (2013), favorecem períodos de seca no Sul do Brasil.

5 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Neste trabalho foram analisados os padrões de TSM nas regiões extratropicais dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul, para verificar a influência na precipitação sobre regiões do Brasil. Análises de SVD permitiram a delimitações das áreas de estudo A1 e A2, que compreendem importantes centros de produção agrícola no país (Sul e Centro-Oeste). Essas análises contribuíram para um estudo inicial sobre o modo dominante de variabilidade de precipitação e TSM, o qual foi aprofundado nas análises posteriores.

Em um primeiro momento procurou-se entender a contribuição de variáveis oceânicas e atmosféricas extratropicais para variações na chuva sobre a América do Sul. Análises de SVD permitiram a identificação de dois centros de anomalias de TSM no Oceano Pacífico Sul, com sinal positivo (negativo) no sul e negativo (positivo) no noroeste associados a aumento (redução) de precipitação sobre o Sul do Brasil (A1), com precipitação oposta em regiões do nordeste e norte da América do Sul. No Oceano Atlântico, sinais de TSM positivos (negativos) na região subtropical e negativos (positivos) em latitudes médias estiveram associados a aumento (redução) de chuva no Sul do Brasil.

O padrão de TSM verificado no Pacífico Sul foi semelhante ao encontrado por Henley et al. (2015). Os autores apresentaram este índice para a variabilidade decadal, porém foi visto neste trabalho a importância também dos sinais nos extratropicais em escala de tempo mensal. Além disso, enquanto que no trabalho de Henley et al. (2015) e Barros e Silvestri (2002) foi estudada a anomalia no Pacífico Subtropical, no atual trabalho foi verificada também a importância da região extratropical no sul do Pacífico.

Resultados de correlação entre precipitação nas regiões de estudo e TSM global corroboraram o que foi encontrado a partir do SVD, sendo identificadas duas regiões de sinais opostos de anomalias de TSM no Pacífico Sul, associadas com variações na precipitação sobre A1. Além disso, houve predominância de sinais opostos de anomalias de TSM no sudoeste do

Atlântico Sul, com certa variação em intensidade e posição. A precipitação sobre a região A2 se mostrou menos relacionada com a forçante da TSM no Pacífico Sul, recebendo maior influência do Atlântico e do fluxo de umidade.

Através do estudo de casos extremos chuvosos e secos nas áreas de estudo, ficou evidente a forte relação entre a TSM na região sul identificada no Pacífico Sul e precipitação sobre A1, com anomalias positivas de TSM associadas a aumento de chuvas no Sul do Brasil. A região subtropical do Pacífico Sul apresentou sinal negativo de TSM associado ao aumento de precipitação sobre o Sul do Brasil, o que também foi verificado por Barros e Silvestri (2002) e Berri e Bertossa (2004). No entanto, o centro de sinal oposto de TSM a sudeste apresentou forte influência sobre as variações de precipitação sobre A1.

A influência de anomalias de TSM extratropicais no Pacífico Sul na precipitação sobre o Sul do Brasil foi predominante nos meses de Outubro, Novembro e Dezembro. Já nos meses de Janeiro e Fevereiro é provável que essa região receba forte ação da circulação atmosférica associada ao fluxo de umidade sobre a América do Sul. Nestes períodos, tornam-se importantes as anomalias de pressão e TSM no Atlântico Sudoeste, que interferem no direcionamento da umidade. Assim, a região Sul geralmente apresenta sinal de anomalia de precipitação oposta à anomalia ao norte dela, que compreende também a região A2.

A partir dos compostos chuvosos em A2 foi visto que a circulação atmosférica influencia no fluxo de umidade sobre a região, afetando o padrão de chuvas. Anomalias anticiclônicas na costa leste da América do Sul contribuem para que a umidade seja deslocada para regiões mais ao sul, contribuindo para períodos mais secos em A2. Quando não ocorre esta anomalia sobre o continente, o fluxo de umidade que vem de noroeste favorece o aumento de precipitação sobre a região.

Associado também às anomalias de TSM extratropicais no Pacífico, a circulação atmosférica próxima à Antártica apresentou padrões opostos em

casos chuvosos e secos em A1. Quando a alta pressão próximo à Península Antártica está mais intensa, ocorre anomalia positiva de TSM nessa região e coincide com episódios de precipitação extrema sobre o Sul do Brasil. Já anomalias negativas de pressão favorecem períodos de seca. Barros e Silvestri (2002) verificaram que, durante anos de El Niño, essa circulação anticiclônica é intensificada.

A alta pressão atmosférica também está associada à subsidência, ou seja, menor cobertura de nuvens e maior aquecimento pela radiação, o que contribui para aquecimento da superfície do oceano e desenvolvimento de anomalias positivas de TSM. Esta alta pressão verificada próximo à Península Antártica em anos chuvosos pode estar favorecendo o aquecimento do oceano por estes processos, e ainda a circulação atmosférica associada influencia nas correntes oceânicas, como também foi visto, contribuindo para as anomalias positivas nessa região e negativas a leste dela (como foi visto nos diagramas de Hovmöller).

A anomalia de TSM no noroeste do Pacífico Sul parece estar mais associada à variabilidade dos trópicos, e quando os ventos alísios e as correntes oceânicas encontram-se mais enfraquecidos (intensos) ocorrem anomalias negativas (positivas) de TSM nessa região. Em função da variação nas células de circulação no Pacífico equatorial associada ao fenômeno ENOS, pode haver alterações nas regiões tropicais que também irão afetar os extratropicais. Além disso, variações de intensidade e posição da alta subtropical sobre o Pacífico Sudeste afeta os giros oceânicos, interferindo na TSM tanto nos trópicos quanto nos extratropicais.

Através dos estudos de anomalias de geopotencial, pressão e fluxos de calor, aplicando-se diferentes defasagens, verificou-se, principalmente, a forte influência da anomalia de TSM no sul do Oceano Pacífico Sul para oscilações na atmosfera acima e na circulação. Considerando a interação entre oceano e atmosfera, tanto há influência da atmosfera sobre o oceano quanto influência

do oceano na atmosfera. Nesse sentido, a anomalia positiva de geopotencial observada sobre o Pacífico Sudeste poderia ser intensificada pela anomalia de TSM, havendo assim o fortalecimento de trens de onda sobre o Pacífico e América do Sul.

Anomalias de TSM no Oceano Atlântico sofrem influência do deslocamento de águas mais frias (de sul para norte) ou quentes (de norte para sul) próximo à Antártica. O estudo de compostos com defasagem de anomalias de correntes oceânicas e TSM mostrou que águas mais quentes ou mais frias nessa região do Pacífico sudeste se deslocam pelo sul da América do Sul até o Oceano Atlântico. Além disso, o deslocamento e intensidade da alta subtropical do Atlântico Sul influencia o padrão de correntes, através de anomalias no escoamento do vento.

Assim, as anomalias de TSM podem estar associadas a variações nos processos oceânicos e atmosféricos gerados pela interação entre o oceano e a atmosfera. Os resultados deste trabalho indicam um sinal extratropical no Pacífico que pode ser estabelecido a partir da forçante associada ao surgimento do ENOS, ou pela interação entre o oceano e a atmosfera através de anomalias nas correntes oceânicas e na circulação atmosférica. As anomalias de TSM no Pacífico extratropical podem contribuir com a intensificação dos centros de trens de onda que afetam a América do Sul, favorecendo a ocorrência de casos extremos secos ou chuvosos. Foi verificado que, quando o padrão extratropical de dipolo no oceano esteve formado, houve ocorrência de extremos de chuva sobre a região de estudo.

Os índices desenvolvidos neste estudo representam os sinais dos principais centros de anomalias de TSM existentes na região extratropical dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul, e de uma maneira mais simples e aplicada são capazes de auxiliar na previsão de extremos chuvosos ou secos no Brasil. O índice do Pacífico se mostrou importante para a região Sul, principalmente para os meses de Outubro, Novembro e Dezembro. Os meses de Janeiro e

Fevereiro receberam influência do Oceano Atlântico e também das condições de precipitação formadas na América do Sul durante o verão. O padrão de anomalias de TSM no Atlântico Sul também tem influências nas duas áreas de estudo, sendo que para a área A1 o Pacífico parece ter um efeito dominante, enquanto para A2 a dominância é da região do Atlântico.

Apesar de o El Niño ainda ser um fenômeno forte para aumento de precipitação sobre o Sul do Brasil, verificou-se que o índice extratropical desenvolvido para o Pacífico esteve relacionado com os casos mais extremos de chuva. Estas anomalias de TSM extratropicais no Pacífico vão se desenvolvendo e intensificando, apresentando a configuração de dipolo bem característica no mesmo mês em que há forte chuva sobre a região Sul. Como o dipolo no oceano ainda não está bem formado meses antes, o índice não é tão expressivo em uma previsão estendida, por exemplo. Porém, assim que o padrão de anomalias extratropical no Pacífico está formado (cerca de dois meses antes), e com a presença do padrão de dipolo também no Atlântico, já se sabe que há grandes possibilidades de chuva extrema sobre o Sul do Brasil. Quando o padrão se inverte no Pacífico e Atlântico, há maior possibilidade de ocorrência de secas. Esta é uma informação importante para diversos setores além do setor agrícola como, por exemplo, o setor de geração de energia.

Como a área A2 apresentou forte influência do fluxo de umidade, seria interessante em trabalhos futuros estudar melhor as variáveis associadas com este processo. Poderia ser desenvolvido um índice para precipitação extrema baseado no fluxo de umidade sobre a região, contribuindo para a previsão no Centro-Oeste do Brasil. Como as anomalias de TSM no Oceano Atlântico apresentaram grande variação em posição e extensão, um índice que levasse em conta gradientes de temperatura de norte a sul na região sudoeste poderia ser elaborado para cada mês. Além disso, estudos envolvendo o Oceano Índico também contribuiriam para o melhor entendimento da variação de precipitação sobre a América do Sul. Por fim, o uso de modelos também se mostra importante para testar hipóteses considerando as diferentes

configurações de TSM identificadas neste trabalho e verificando a resposta na precipitação sobre a América do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P. P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147-1167, 2003.
- ALMEIRA, G. J.; SCIAN, B. Some atmospheric and oceanic indices as predictors of seasonal rainfall in the Del Plata Basin of Argentina. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 1, p. 350-359, 2006.
- ALVAREZ, M. S.; VERA, C. S.; KILADIS, G. N.; LIEBMANN, B. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 1/2, p. 245-262, 2016.
- ALVES, L. M. Clima da região Centro-Oeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 235-242.
- ASHOK, K.; BEHERA, S. K.; RAO, S. A.; WENG, H.; YAMAGATA, T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C11, 2007.
- BARREIRO, M. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7-8, p. 1493-1508, 2010.
- BARROS, V. R.; DOYLE, M. E.; CAMILLONI, I. A. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 1, p. 19-33, 2008.
- BARROS, V.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on

interannual summerrainfall variability in Southeastern South America.

Theoretical and Applied Climatology, v. 67, n. 3, p. 123-133, 2000.

BARROS, V. R.; SILVESTRI, G. E. The relation between sea surface temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 15, n. 3, p. 251-267, 2002.

BAZRAFESHAN, J.; HEJABI, S.; RAHIMI, J. Drought monitoring using the multivariate standardized precipitation index (MSPI). **Water Resources Management**, v. 28, n. 4, p. 1045-1060, 2014.

BERRI, G. J.; BERTOSSA, G. I. The influence of the tropical and subtropical Atlantic and Pacific Oceans on precipitation variability over Southern Central South America on seasonal time scales. **International Journal of Climatology**, v. 24, n. 4, p. 415-435, 2004.

BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1-82, 1964.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific 1. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, v. 97, n. 1, p. 112-134, 1997.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 11/12, p. 2091-2102, 2011.

BROECKER, W. S. The great ocean conveyor. **AIP Conference Proceedings**, v. 247, n. 1, p. 129-161, 1992.

BROECKER, W. S. Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance? **Science**, v. 278, n. 5343, p. 1582-1588, 1997.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; DIAS, P. L. S.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9/10, p. 1865-1880, 2011.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 317-336.

CAVALCANTI, I. F. A.; CARRIL, A. F., PENALBA, O. C., GRIMM, A. M., MENÉNDEZ, C. G., SANCHEZ, E., CHERCHI, A.; SÖRENSON, A.; ROBLEDO, F.; RIVERA, J.; P´ANTANO, V.; BETTOLLI, L. M.; ZANINELLI, P; ZAMBONI, L.; TEDESCHI, R. G.; DOMINGUEZ, M.; RUSCICA, R.; FLACH, R. Precipitation extremes over La Plata Basin—Review and new results from observations and climate simulations. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 211-230, 2015.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: a review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27-40, 2012.

CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, 2008.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004.

CIASTO, L. M.; THOMPSON, D. W. J. North Atlantic atmosphere–ocean interaction on intraseasonal time scales. **Journal of Climate**, v. 17, n. 8, p. 1617-1621, 2004.

CLARKE, A.; CHURCH, J.; GOULD, J. Ocean processes and climate phenomena. In: SIEDLER, G.; GOULD, J.; CHURCH, J. A. (Eds.). **Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean**. Amsterdam: Elsevier, 2001. v.103, p. 11-30.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3, p. 185-197, 2002.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

CZAJA, A.; FRANKIGNOUL, C. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 19, p. 2969-2972, 1999.

D'AMOUR, C. B.; WENZ, L.; KALKUHL, M.; STECKEL, J. C.; CREUTZIG, F. Teleconnected food supply shocks. **Environmental Research Letters**, v. 11, n. 3, p. 035007, 2016.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J. -J.; PARK, B. -K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J. -N.; VITART, F. The ERA Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DELWORTH, T. L.; MANN, M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 9, p. 661-676, 2000.

DIAS, M. A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. Para entender tempo e clima. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 15-21.

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.

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**, v. 15, n. 23, p. 3394-3410, 2002.

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, n. 3, p. 125-137, 2008.

FOLLAND, C. K.; RENWICK, J. A.; SALINGER, M. J.; MULLAN, A. B. Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 13, 2002.

FRANKIGNOUL, C.; REYNOLDS, R. W. Testing a dynamical model for mid-latitude sea surface temperature anomalies. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, n. 7, p. 1131-1145, 1983.

GARRISON, T. S. **Essentials of oceanography**. Singapore: Cengage Learning, 2012. 466 p.

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

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

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.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical–extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, 1995.

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

- GRIMM, A. M. Clima da região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 259-275.
- GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1589-1609, 2009.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.
- HAYES, M.J.; SVOBODA, M. D.; WILHITE, D. A.; VANYARKHO, O. V. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 3, p. 429-438, 1999.
- HENLEY, B. J.; GERGIS, J.; KAROLY, D. J.; POWER, S.; KENNEDY, J.; FOLLAND, C. K. A tripole index for the Interdecadal Pacific Oscillation. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 11-12, p. 3077-3090, 2015.
- HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, 2002.
- HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 813-829, 1981.
- HOVMÖLLER, E. The trough-and-ridge diagram. **Tellus**, v. 1, n. 2, p. 62-66, 1949.
- HU, D.; WU, L.; CAI, W.; GUPTA, A. S.; GANACHAUD, A.; QIU, B.; GORDON, A. L.; LIN, X. P.; CHEN, Z. H.; HU, S. J.; WANG, G. J.; WANG, Q. Y.; SPRINTALL, J.; QU, T. D.; KASHINO, Y.; WANG, F.; KESSLER, W. S. Pacific

western boundary currents and their roles in climate. **Nature**, v. 522, n. 7556, p. 299, 2015.

HUANG, B.; BANZON, V. F.; FREEMAN, E.; LAWRIK, J.; LIU, W.; PETERSON, T. C.; SMITH, T. M.; THORNE, P. W.; WOODRUFF, S. D.; ZHANG, H. M. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: upgrades and intercomparisons. **Journal of Climate**, v. 28, n. 3, p. 911-930, 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Produção agrícola municipal**. Rio de Janeiro: IBGE, 2015. v. 42, 57 p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. **Boletim agroclimatológico mensal**: janeiro. Brasília: INMET, 2016. v. 51, 43 p.

JONES, C.; WALISER, D. E.; LAU, K. M.; STERN, W. Global occurrences of extreme precipitation and the Madden–Julian oscillation: observations and predictability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 23, p. 4575-4589, 2004.

JORGETTI, T.; DIAS, P. L. S.; DE FREITAS, E. D. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 11/12, p. 3077-3086, 2014.

JUNGE, M. M.; HAINE, T. W. N. Mechanisms of North Atlantic wintertime sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 14, n. 24, p. 4560-4572, 2001.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30—60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 51, n. 3, p. 373-386, 1999.

KAYANO, M. T.; JONES, C.; DIAS, P. L. S. Variabilidade Intrassazonal. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M.

A. F. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 337-351.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, n. 5, p. 490-504, 1984.

KUSHNIR, Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 141-157, 1994.

KUSHNIR, Y.; ROBINSON, W. A.; BLADÉ, I.; HALL, N. M. J.; PENG, S.; SUTTON, R. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 16, p. 2233-2256, 2002.

LAU, N. C.; NATH, M. J. The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2036-2057, 1996.

LAU, N. C. Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 21-33, 1997.

LI, L.; SCHMITT, R. W.; UMMENHOFER, C. C.; KARNAUSKAS, K. B. North Atlantic salinity as a predictor of Sahel rainfall. **Science Advances**, v. 2, n. 5, p. e1501588, 2016.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877-1891, 1999.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-

level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829-3842, 2004.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275-1277, 1996.

LIU, W.; HUANG, B.; THORNE, P. W.; BANZON, V. F.; ZHANG, H. M.; FREEMAN, E.; LAWRIKORE, J.; PETERSON, T. C.; SMITH, T. M.; WOODRUFF, S. D. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4): Part II: parametric and structural uncertainty estimations. **Journal of Climate**, v. 28, n. 3, p. 931-951, 2015.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702-708, 1971.

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 15, p. 2241-2255, 2009.

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; SATYAMURTY, P.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M. B.; MANZI, A. O.; CASTRO, C. A. C.; D'ALMEIDA, C.; PEZZI, L. P.; CANDIDO, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 5-6, p. 459-475, 2003.

MARTÍN-GÓMEZ, V.; BARREIRO, M. Analysis of oceans' influence on spring time rainfall variability over Southeastern South America during the 20th century. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1344-1358, 2016.

MCCARTHY, G. D.; HAIGH, I. D.; HIRSCHI, J. J. M.; GRIST, J. P.; SMEED, D. A. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations. **Nature**, v. 521, n. 7553, p. 508, 2015.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8., 1993. **Proceedings...** Boston, MA: American Meteorological Society, 1993. p. 179-183.

MENDELSON, R.; DINAR, A.; SANGHI, A. The effect of development on the climate sensitivity of agriculture. **Environment and Development Economics**, v. 6, n. 1, p. 85-101, 2001.

MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-902, 1987.

MO, K. C.; NÓGUES-PAEGLE, J. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.

MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 22-37, 1985.

MURPHY, B. F.; TIMBAL, B. A review of recent climate variability and climate change in southeastern Australia. **International journal of Climatology**, v. 28, n. 7, p. 859-879, 2008.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

NÓGUES-PAEGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, p. 837-850, 2000.

NÓGUES-PAEGLE, J.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1389-1407, 2002.

NURY, A. H.; HASAN, K. Analysis of drought in northwestern Bangladesh using standardized precipitation index and its relation to Southern oscillation index. **Environmental Engineering Research**, v. 21, n. 1, p. 58-68, 2015.

O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales. **Journal of Climate**, v. 16, n. 14, p. 2340-2354, 2003.

PAMPUCH, L. A.; DRUMOND, A.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. Anomalous patterns of SST and moisture sources in the South Atlantic Ocean associated with dry events in southeastern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 15, p. 4913-4928, 2016.

PARKER, W. S. Reanalyses and observations: what's the difference? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 9, p. 1565-1572, 2016.

PARRY, M. L.; ROSENZWEIG, C.; IGLESIAS, A.; LIVERMORE, M.; FISCHER, G. Effects of climate change on global food production under SRES emissions and socio-economic scenarios. **Global Environmental Change**, v. 14, n. 1, p. 53-67, 2004.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation

over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2, p. 205-212, 2001.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA□DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. D. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385-406.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do Oceano Atlântico Sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 31, n. 4, p. 428-453, 2016.

PINTO, H. S.; ASSAD, E. D.; JUNIOR, J. Z.; EVANGELISTA, S. R. M.; OTAVIAN, A. F.; ÁVILA, A. M. H.; EVANGELISTA, B.; MARIN, F. R.; JUNIOR, C. M.; PELLEGRINO, G. Q.; COLTRI, P. P.; CORAL, G. **Aquecimento global e a nova geografia da produção agrícola no Brasil**. São Paulo: Embrapa, 2008. 82p.

PODESTÁ, G.; LETSON, D.; MESSINA, C.; ROYCE, F.; FERREYRA, R. A.; JONES, J.; HANSEN, J.; LLOVET, I.; GRONDONA, M; O'BRIEN, J. J. Use of ENSO-related climate information in agricultural decision making in Argentina: a pilot experience. **Agricultural Systems**, v. 74, n. 3, p. 371-392, 2002.

PRICE, J. F.; WELLER, R. A.; SCHUDLICH, R. R. Wind-driven ocean currents and Ekman transport. **Science**, v. 238, n. 4833, p. 1534-1538, 1987.

QUADRO, M. F. L.; DIAS, M. A. F. D. S.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. D. Climatological analysis of the precipitation and umidity transport on the

SACZ region using the new generation of reanalysis. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152-162, 2012.

RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, v. 419, n. 6903, p. 207-214, 2002.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2010.

SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H.; JUANG, H. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DESBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1058, 2010.

SAJI, N. H.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. T. Indian Ocean Dipole mode events and austral surface air temperature anomalies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 39, n. 1, p. 87-101, 2005.

SAJI, N. H.; GOSWAMI, B. N.; VINAYACHANDRAN, P. N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 360, 1999.

SEAGER, R.; NAIK, N.; BAETHGEN, W.; ROBERTSON, A.; KUSHNIR, Y.; NAKAMURA, J.; JURBURG, S. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. **Journal of Climate**, v. 23, n. 20, p. 5517-5539, 2010.

SEAGER, R.; SIMPSON, I. R. Western boundary currents and climate change. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 9, p. 7212-7214, 2016.

SERVAIN, J.; LEGLER, D. M. Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964–1979. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 91, n. C12, p. 14181-14191, 1986.

SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. Variability patterns of Rossby wave source. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 3-4, p. 441-454, 2011.

SILVEIRA, I. P.; PEZZI, L. P. Sea surface temperature anomalies driven by oceanic local forcing in the Brazil-Malvinas Confluence. **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 3, p. 347-360, 2014.

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

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.

TASCETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? **Climate Dynamics**, v. 38, n. 7/8, p. 1615-1628, 2012.

TASCETTO, A. S.; WAINER, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. **Annales Geophysicae**, v. 26, n. 11, p. 3457-3476, 2008.

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

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of central and east ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2045-2064, 2015.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018-1036, 2000.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-induced surface wind variations over the Brazil–Malvinas confluence: satellite and in situ observations. **Journal of Climate**, v. 18, n. 17, p. 3470-3482, 2005.

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551-562, 1998.

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

VERA, C.; SILVESTRI, G.; BARROS, V.; CARRIL, A. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1741-1753, 2004.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B.; GONZÁLEZ, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 13, 2006.

WALLACE, J. M.; SMITH, C.; BRETHERTON, C. S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. **Journal of Climate**, v. 5, n. 6, p. 561-576, 1992.

WENG, H.; ASHOK, K.; BEHERA, S. K.; RAO, S. A.; YAMAGATA, T. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 2/3, p. 113-129, 2007.

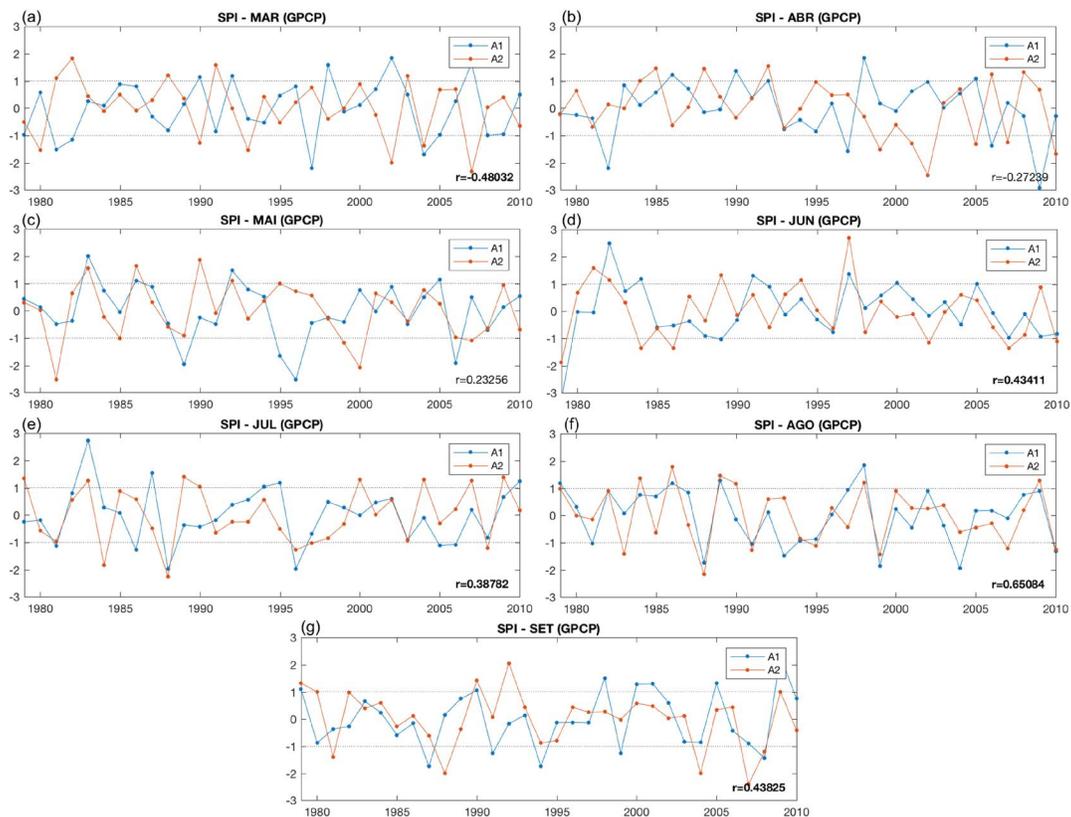
WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Amsterdam: Academic Press, 2011. v. 100.

WILLIAMS, A. P.; FUNK, C. A westward extension of the warm pool leads to a westward extension of the Walker circulation, drying eastern Africa. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 11-12, p. 2417-2435, 2011.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 13, p. 1623-1644, 2001.

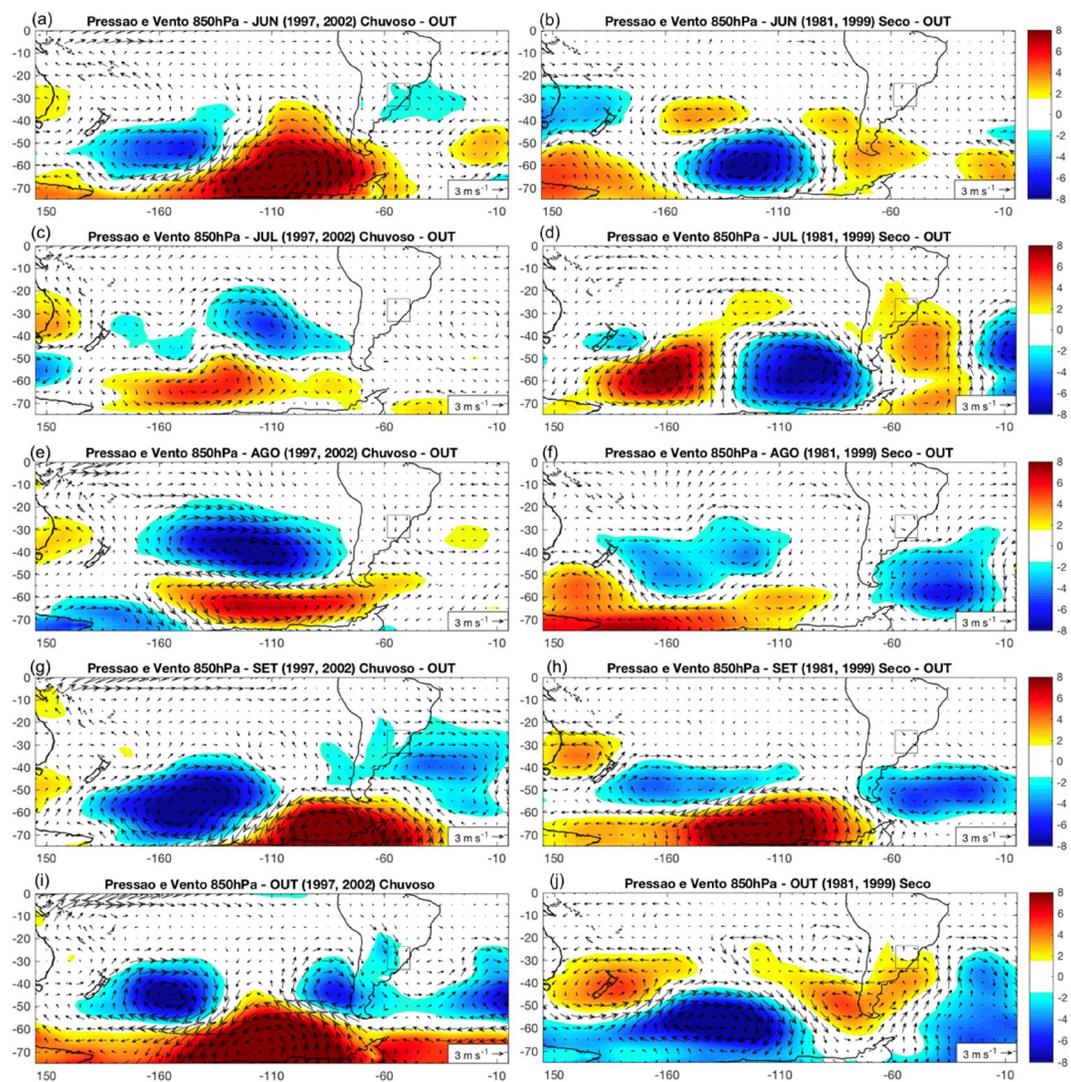
APÊNDICE A – FIGURAS E TABELAS COMPLEMENTARES

Figura A.1 - Série temporal do SPI para A1 e A2



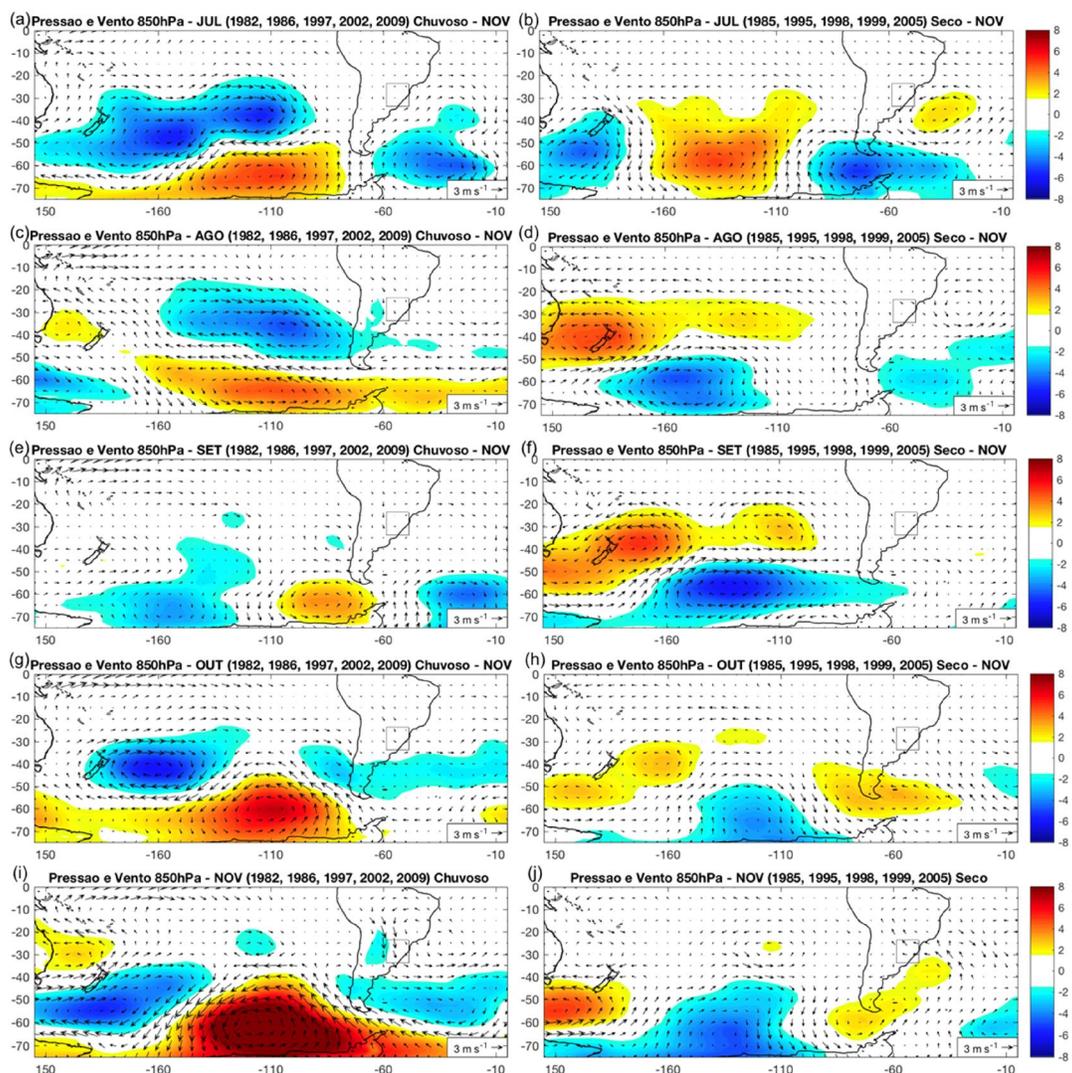
Série temporal do índice SPI em A1 (azul) e A2 (vermelho) para os meses de Março a Setembro. Na porção inferior direita de cada gráfico encontra-se o coeficiente de correlação (r) entre as duas séries temporais, sendo em **negrito** os resultados de maior significância ($p < 0,05$).

Figura A.2 - Compostos de anomalias de Pressão (nível do mar) e Vento (850hPa) para o mês de Outubro em A1.



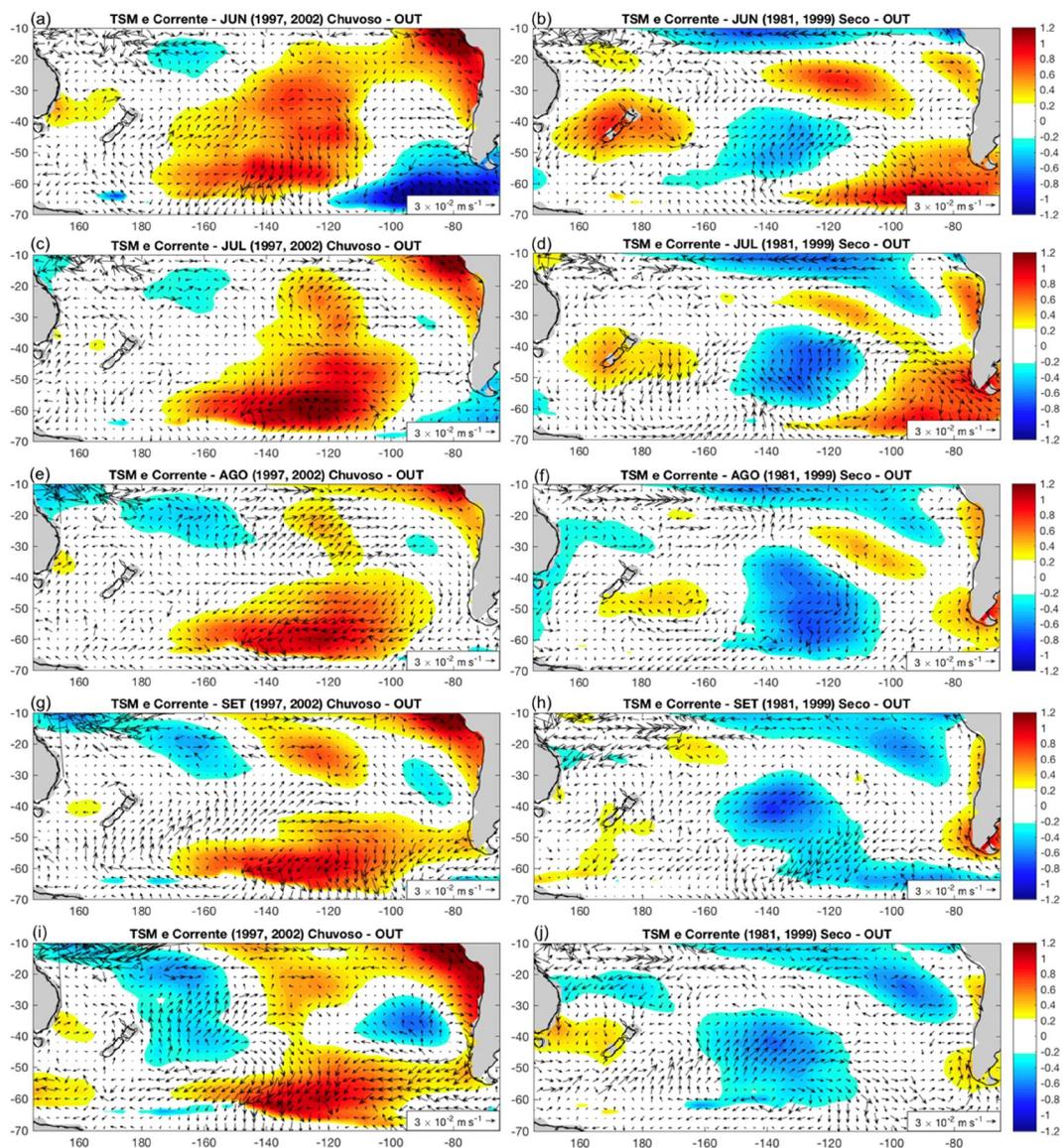
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Pressão e Vento de Junho a Outubro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Outubro (entre 1979 e 2010).

Figura A.3 - Compostos de anomalias de Pressão (nível do mar) e Vento (850hPa) para o mês de Novembro em A1.



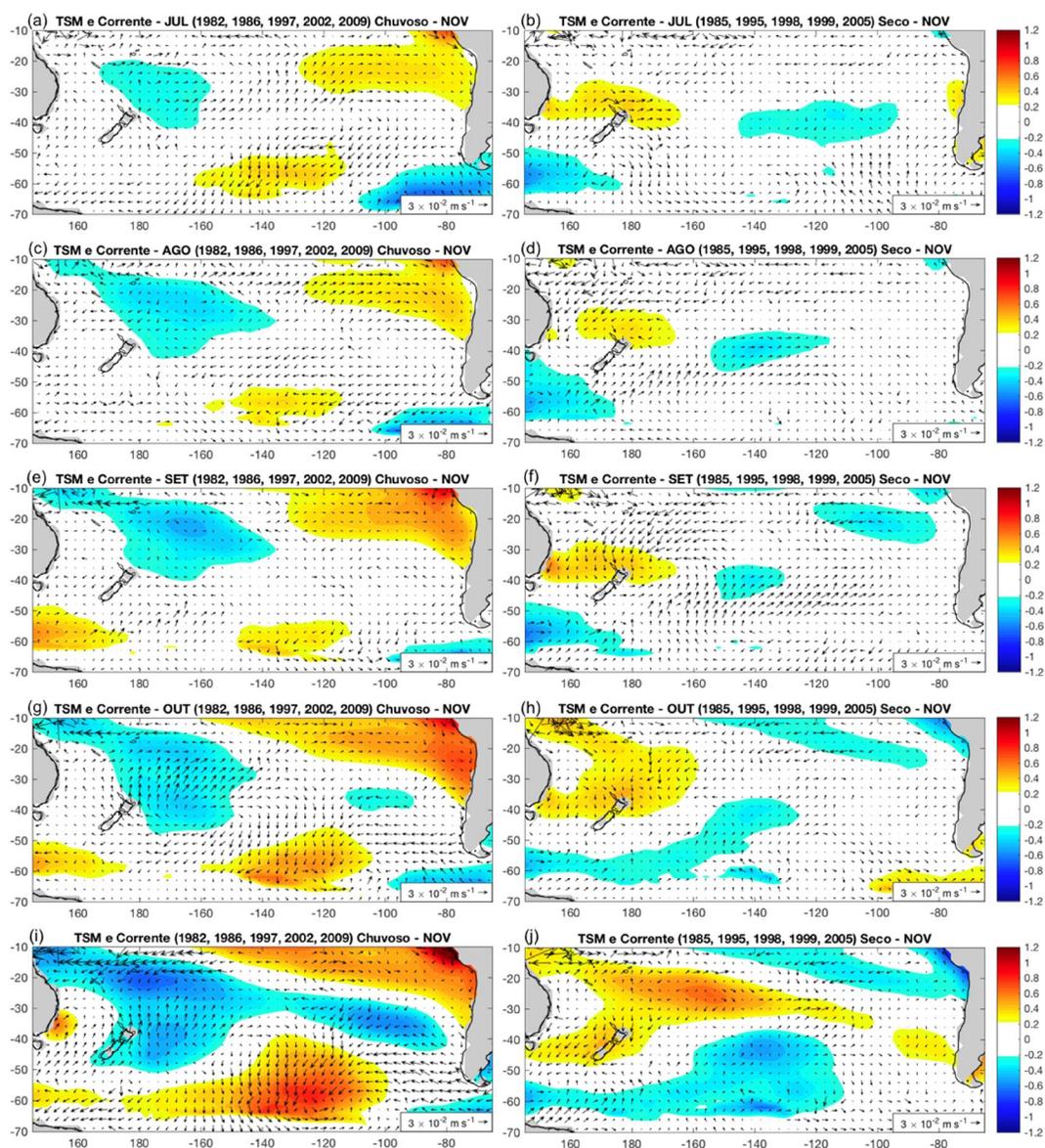
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Pressão e Vento de Julho a Novembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Novembro (entre 1979 e 2010).

Figura A.4 - Compostos de anomalias de TSM (°C) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Pacífico (10° a 70°S) para o mês de Outubro em A1.



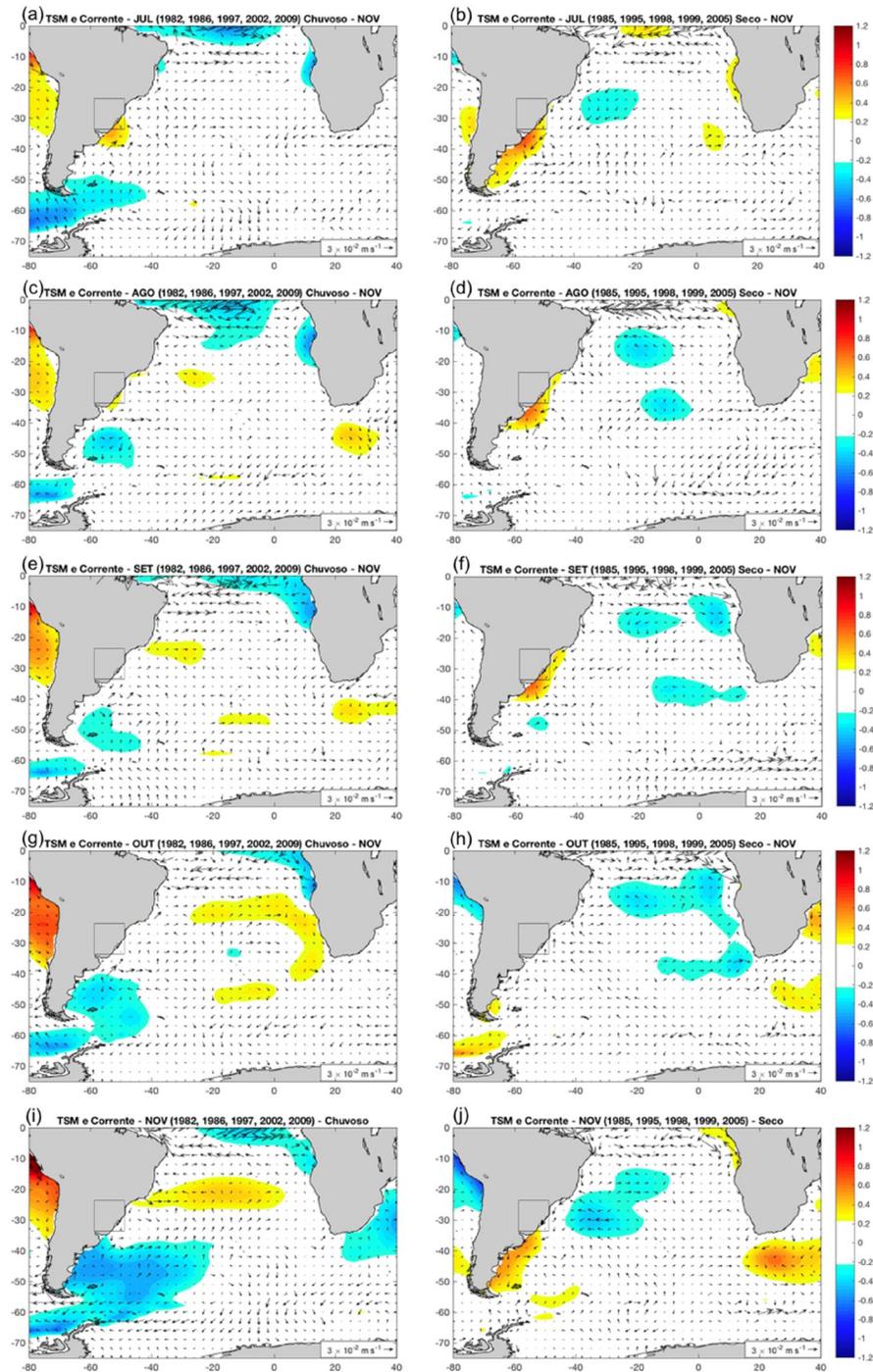
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Correntes e TSM de Junho a Outubro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Outubro (entre 1979 e 2010).

Figura A.5 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Pacífico (10° a 70°S) para o mês de Novembro em A1.



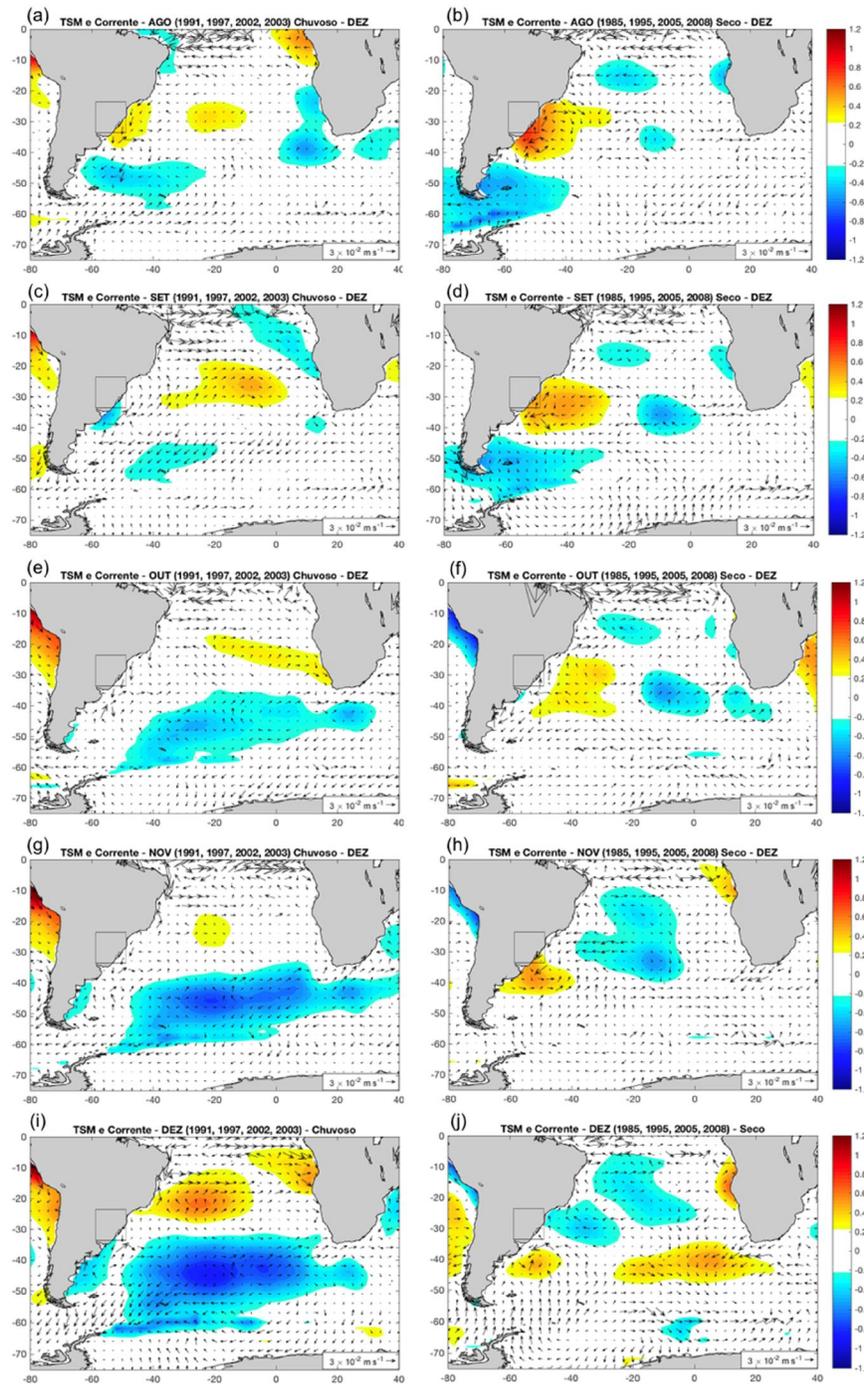
Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Correntes e TSM de Julho a Novembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Novembro (entre 1979 e 2010).

Figura A.6 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Atlântico (10° a 70°S) para o mês de Novembro em A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Correntes e TSM de Julho a Novembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Novembro (entre 1979 e 2010).

Figura A.7 - Compostos de anomalias de TSM (°C) e Correntes oceânicas superficiais no oceano Atlântico (10° a 70°S) para o mês de Dezembro em A1.



Compostos de anos chuvosos (esquerda) e secos (direita) com diferentes defasagens: Correntes e TSM de Agosto a Dezembro nos anos em que houve excesso e falta de chuva no mês de Novembro (entre 1979 e 2010).

Figura A.8 - Compostos de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e Vento em 850hPa para anos de El Niño Canônico (esquerda) e Modoki+A (direita).

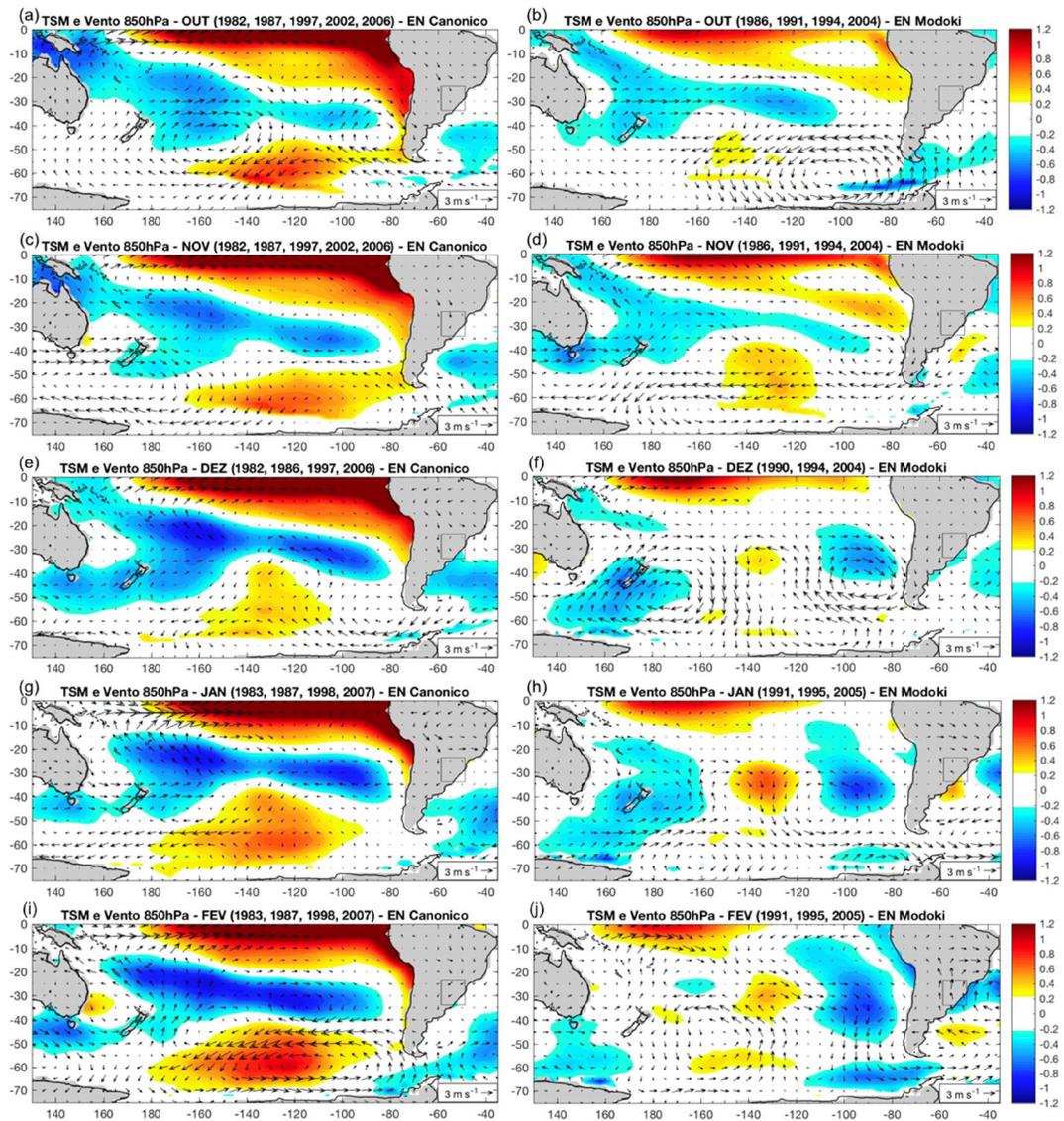


Tabela A.9 - Anos de El Niño e La Niña Canônicos (ENC e LNC) e Modoki+A (ENM e LNM).

| | SON | DJF | MAM | JJA |
|-----|---|--|--|--|
| ENC | 1982, 1987, 1997, 2002, 2006, 2009 | 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992 , 1997/1998, 2002/2003 , 2006/2007 | 1983, 1987, 1992, 1993, 1998 | 1982, 1983, 1987, 1991 , 1997, 2009 |
| ENM | 1986, 1991, 1994, 2004, 2009 | 1990/1991, 1991/1992 , 1994/1995, 2002/2003 , 2004/2005 | 1991, 1994, 1995, 2003, 2005 | 1991 , 1992, 1994, 2002, 2004 |
| LNC | 1984 , 1985, 1988 , 1995, 1998 , 1999 , 2007 | 1984/1985, 1988/1987 , 1996/1997, 1998/1999 , 1999/2000 , 2005/2006, 2007/2008 | 1985, 1988, 1989 , 1996, 1999 , 2007 | 1981, 1984, 1985, 1988, 1999 , 2007 |
| LNM | 1983, 1984 , 1988 , 1998 , 1999 , 2000, 2008. | 1988/1989 , 1998/1999 , 1999/2000 , 2000/2001, 2007/2008 , 2008/2009 | 1989 , 1999 , 2000, 2001, 2008 | 1998, 1999 , 2008 |

Os anos em negrito foram classificados para as duas categorias.

Fonte: Tedeschi et al. (2013)