

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ  
CAMPUS DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**VALDEIR WELTER**

**PRECIPITAÇÃO EM VERÕES SOB INFLUÊNCIA DE EVENTOS  
ENOS CANÔNICO E MODOKI NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL**

**MARECHAL CÂNDIDO RONDON - PR  
2018**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ  
CAMPUS DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**VALDEIR WELTER**

**PRECIPITAÇÃO EM VERÕES SOB INFLUÊNCIA DE EVENTOS  
ENOS CANÔNICO E MODOKI NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Área de Concentração em Espaço de Fronteira: Território e Ambiente, linha de pesquisa em dinâmica e gestão ambiental em zona subtropical da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, *campus* de M. C. Rondon, como condição obrigatória para obtenção do título de Mestre em Geografia.

**Orientadora:** Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Leila Limberger

**MARECHAL CÂNDIDO RONDON - PR  
2018**

Ficha de identificação da obra elaborada através do Formulário de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da Unioeste.

Welter, Valdeir

Precipitação em verões sob influência de eventos ENOS canônico e modoki no sudeste da América do Sul / Valdeir Welter; orientador(a), Leila Limberger, 2018.  
70 f.

Dissertação (mestrado), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus de Marechal Cândido Rondon, Centro de Ciências Humanas, Educação e Letras, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.

1. Verão austral. 2. Índice niño oceânico . 3. Anomalias de precipitação. I. Limberger, Leila. II. Título.



# unioeste

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46  
Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>  
Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000  
Marechal Cândido Rondon - PR.

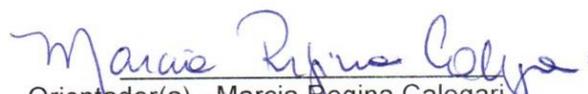


**PARANÁ**  
GOVERNO DO ESTADO

## Programa de Pós-Graduação em Geografia

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE VALDEIR WELTER, ALUNO(A) DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ - UNIOESTE, E DE ACORDO COM A RESOLUÇÃO DO PROGRAMA E O REGIMENTO GERAL DA UNIOESTE.

Ao(s) 30 dia(s) do mês de agosto de 2018 às 14h00min, no(a) Unioeste - Campus de Marechal Cândido Rondon, realizou-se a sessão pública da Defesa de Dissertação do(a) candidato(a) Valdeir Welter, aluno(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia - nível de Mestrado, na área de concentração em Espaço de Fronteira: Território e Ambiente. A comissão examinadora da Defesa Pública foi aprovada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geografia. Integraram a referida Comissão os(as) Professores(as) Doutores(as): Ericson Hideki Hayakawa, Marcia Regina Calegari, Carlos Batista da Silva. Os trabalhos foram presididos pelo(a) Marcia Regina Calegari, orientador(a) do(a) candidato(a). Tendo satisfeito todos os requisitos exigidos pela legislação em vigor, o(a) candidato(a) foi admitido(a) à Defesa de DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, intitulada: "Precipitação em Verões sob Influência de Eventos Enos Canônico e Modoki no Sudeste da América do Sul". O(a) Senhor(a) Presidente declarou abertos os trabalhos, e em seguida, convidou o(a) candidato(a) a discorrer, em linhas gerais, sobre o conteúdo da Dissertação. Feita a explanação, o(a) candidato(a) foi arguido(a) sucessivamente, pelos(as) professores(as) doutores(as): Ericson Hideki Hayakawa, Carlos Batista da Silva. Findas as arguições, o(a) Senhor(a) Presidente suspendeu os trabalhos da sessão pública, a fim de que, em sessão secreta, a Comissão expressasse o seu julgamento sobre a Dissertação. Efetuado o julgamento, o(a) candidato(a) foi **aprovado(a)**. A seguir, o(a) Senhor(a) Presidente reabriu os trabalhos da sessão pública e deu conhecimento do resultado. E, para constar, o(a) Coordenador(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE - Campus de Marechal Cândido Rondon, lavra a presente ata, e assina juntamente com os membros da Comissão Examinadora e o(a) candidato(a).

  
Orientador(a) - Marcia Regina Calegari

Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Campus de Marechal Cândido Rondon  
(UNIOESTE)

  
Carlos Batista da Silva

Secretaria Estadual de Educação de São Paulo (SEESP)



**unioeste**

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46

Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>

Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000

Marechal Cândido Rondon - PR.



**PARANÁ**  
GOVERNO DO ESTADO

### Programa de Pós-Graduação em Geografia

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE VALDEIR WELTER, ALUNO(A) DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ - UNIOESTE, E DE ACORDO COM A RESOLUÇÃO DO PROGRAMA E O REGIMENTO GERAL DA UNIOESTE.

Ericson Hideki Hayakawa

Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Campus de Marechal Cândido Rondon  
(UNIOESTE)

Valdeir Welter

Candidato(a)

Coordenador(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia

Aos meus pais Odirce (*in memoriam*) e João,  
minha esposa Jaqueline e minha filha Monalisa.

## RESUMO

### PRECIPITAÇÃO EM VERÕES SOB INFLUÊNCIA DE EVENTOS ENOS CANÔNICO E MODOKI NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

Episódios climáticos extremos de precipitação pluviométrica que ocorrem no Sudeste da América do Sul (SEAS) são comumente relacionados à ocorrência de Eventos “El Niño - Oscilação Sul” (ENOS). O ENOS pode ser identificado pela variação da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), que pode ocorrer tanto na região do Oceano Pacífico chamada de Equatorial Leste (ENOS Canônico), quanto na intitulada Pacífico Central (ENOS Modoki). Ambos resultam em anomalias de precipitação diferentes em diversas áreas do globo, caso do SEAS. Esta pesquisa objetivou ampliar os estudos sobre os efeitos dos ENOS Modoki, propondo-se a identificá-los e compará-los aos ENOS Canônicos, observando as implicações na alteração de circulação atmosférica que levam a anomalias de precipitação sobre o SEAS. Para identificar os fenômenos Canônico e Modoki foram utilizados índices climáticos e mapas de anomalias de TSM para o período de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF). Após identificação dos tipos de eventos, foram desenvolvidos cálculos de correlação linear simples entre o Índice Niño Oceânico (INO) e as anomalias de precipitação da região em questão para os anos identificados na etapa anterior. Mapas de anomalia de precipitação baseados em dados de Reanálise completaram o rol de imagens para comparação com as anomalias de TSM. Em alguns anos Modoki, suas respostas ficam dentro do esperado para a fase de aquecimento, com anomalias de precipitação positivas, bem como em fases de resfriamento, com anomalias de precipitação negativas. No entanto, no SEAS, é aparente a inversão do sinal de anomalia de precipitação durante eventos Modoki, uma vez que, com o aquecimento (resfriamento) do Pacífico o esperado seria um incremento (decréscimo) no volume de chuvas, enquanto que se observa, além da inversão, também um deslocamento do sinal para o Atlântico, resultados de EN Modoki, LN Modoki. É interessante também o fato de que em anos canônicos a inversão também acontece. Os estudos também indicaram que a comum menção genérica ao SEAS como sendo uma área homogênea de anomalia de precipitação relacionada ao ENOS começa a cair. Foi possível identificar quatro áreas distintas que apresentam anomalias também distintas, muitas vezes contrárias durante um mesmo evento ENOS.

**Palavras chave:** Verão austral, Índice Niño Oceânico, anomalias de precipitação.

## ABSTRACT

### PRECIPITATION IN SUMMERS UNDER THE INFLUENCE OF CANONICAL AND MODOKI ENOS EVENTS IN SOUTHEASTERN SOUTH AMERICA

Extreme climatic events of rainfall occurring in Southeastern South America (SESA) are commonly related to the occurrence of "El Niño - Southern Oscillation" Events (ENSO). The ENSO can be identified by the variation of Sea Surface Temperature (SST), that can occur in the Pacific Ocean region called the East Equatorial (Canonic ENSO) and in the Central Pacific (Modoki ENSO). Both result in different precipitation anomalies in several areas of the globe, such as SESA. The objective of this research was to expand the studies on the effects of the ENSO Modoki, proposing to identify them and compare them to the ENSO Canonic, observing the implications in the alteration of atmospheric circulation that lead to precipitation anomalies on the SEAS. In order to identify the Canonic and Modoki phenomena, we used climatic indices and SST anomalies maps for the period of December-January-February (DJF). After identifying the types of events, simple linear correlation calculations were developed between the Oceanic Niño Index (ONI) and the precipitation anomalies of the region in question for the years identified in the previous stage. Precipitation anomaly maps based on Reanalysis data completed the list of images for comparison with SST anomalies. In some Modoki years, their responses are within the expected range for the warming phase, with positive precipitation anomalies as well as in cooling phases with negative precipitation anomalies. However, in SESA, the reversal of the precipitation anomaly signal during Modoki events is apparent, since, with the expected warming (cooling) of the Pacific would be an increase (decrease) in the volume of rainfall, besides the inversion, also a displacement of the signal to the Atlantic, results of El Niño Modoki and La Niña Modoki. It is also interesting that in canonical years the inversion also happens. The studies also indicated that the common generic mention of SESA as being a homogeneous area of ENSO-related precipitation anomaly begins to fall. It was possible to identify four distinct areas that have also distinct anomalies, often contrary during the same ENSO event.

**Keywords:** austral summer, Oceanic Niño Index, precipitation anomalies.

## Lista de Figuras

<b>Figura 1</b> - Comportamento das ondas de Rossby. ....	17
<b>Figura 2</b> - Áreas de atuação do El Niño sobre o pacífico tropical.....	19
<b>Figura 3</b> - El Niño Canônico. ....	20
<b>Figura 4</b> - Áreas de identificação dos ENOS Canônico (B) e Modoki (A).....	20
<b>Figura 5</b> - Comportamento dos ventos alísios e da TSM nos ENOS Canônicos (a e c) e Modoki (b e d). ....	21
<b>Figura 6</b> - El Niño Modoki. ....	22
<b>Figura 7</b> - Efeito esperado para o sinal do ENOS na América do Sul.....	23
<b>Figura 8</b> - Área de estudo, Sudeste da América do Sul. ....	28
<b>Figura 9</b> - Índice Niño Oceânico (INO) para o período de estudo. ....	30
<b>Figura 10</b> - Chuva média mensal para março, junho, setembro e dezembro entre 1980 a 2010 segundo dados do GPCC. ....	35
<b>Figura 11</b> - Correlação linear de Pearson com LAG=3 entre ION e a Precipitação (GPCC) na SEAS de 1980 a 2016.....	36
<b>Figura 12</b> - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982 a 1983, (b) 1997 a 1998 e (c) 2015 a 2016. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.....	39
<b>Figura 13</b> - Anomalia de precipitação (kg/m <sup>2</sup> /s) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982-83, (b) 1997-98 e (c) 2015-16.....	41
<b>Figura 14</b> - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982-83, (b) 1997-98 e (c) 2015-16. ....	43
<b>Figura 15</b> - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003.....	45

<b>Figura 16</b> - Anomalia de precipitação ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003.....	47
<b>Figura 17</b> - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003. ....	49
<b>Figura 18</b> - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000.....	50
<b>Figura 19</b> - Anomalia de precipitação ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000. ....	51
<b>Figura 20</b> - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000.....	53
<b>Figura 21</b> - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008 e (c) 2017 a 2018.....	55
<b>Figura 22</b> - Anomalia de precipitação ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008 e (c) 2017 e 2018. ....	57
<b>Figura 23</b> - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008; (c) 2017 a 2018. ....	59
<b>Figura 24</b> - Regiões de anomalia de precipitação no Sudeste da América do Sul. ....	60

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 1</b> - Critérios para classificar a intensidade dos fenômenos El Niño e La Niña.....	30
<b>Tabela 2</b> - ENOS separados por categorias (INO – NOAA).....	31
<b>Tabela 3</b> - ENOS separados por categorias .....	37
<b>Tabela 4</b> - Anomalias de precipitação positivas (+), negativas (-) e positivas e negativas em uma mesma área (+-), distribuídas entre as regiões do SEAS.....	61

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABM – Australian Bureau of Meteorology  
AS – América do Sul  
DJF – Dezembro, Janeiro e Fevereiro  
ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts  
EN – El Niño  
ENC – El Niño Canônico  
ENM – El Niño Modoki  
ENOS – El Niño Oscilação-Sul  
GPCP – Global Precipitation Climatology Center  
INO – Índice Niño Oceânico  
IOS – Índice de Oscilação-Sul  
LN – La Niña  
LNC – La Niña Canônica  
LNM – La Niña Modoki  
NCEP/NCAR - National Center for Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research  
NCEP/DOE - National Center for Environmental Prediction/Department of Energy  
NCL – NCAR Command Language  
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration, E.U.A.  
PNM – Pressão ao Nível do Mar  
SEAS – Sudeste da América do Sul  
SSA – Sistema Superfície-Atmosfera  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>8</b>
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>12</b>
2.1. CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA .....	12
2.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA .....	14
2.3. EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL .....	17
2.4. EFEITOS DO ENOS NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NO SEAS .....	24
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>28</b>
3.1 ÁREA DE ESTUDO .....	28
3.2 IDENTIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS .....	29
3.3 DADOS .....	31
3.4 MAPAS DE CORRELAÇÃO LINEAR.....	32
3.5 MAPAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA BAIXA TROPOSFERA .....	33
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>34</b>
4.1 EL NIÑO CANÔNICO.....	38
4.2 EL NIÑO MODOKI .....	44
4.3 LA NIÑA CANÔNICA .....	49
4.4 LA NIÑA MODOKI.....	54
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>63</b>
<b>6. REFERÊNCIAS .....</b>	<b>64</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A atmosfera pode ser considerada o domínio mais pulsante, dinâmico e imprevisível de todos os sistemas naturais do planeta (SANT'ANNA NETO, 2001b, p. 57), configurando-se também em uma das fronteiras do pensamento geográfico para o século XXI, uma vez que as teorias sobre as mudanças climáticas globais têm recebido grande destaque no cenário ambiental, educacional, científico e geopolítico global.

Esse destaque não resume a Climatologia, pois o clima tem papel fundamental na organização do espaço, e existem diferentes tipos de tempo atmosférico cujas características são absolutamente dinâmicas, complexas e muito sensíveis à sociedade, influenciando cada parte do planeta.

Aspectos naturais, como a distribuição das formações vegetais ao redor do globo, ou socioeconômicos, ligados, por exemplo, às atividades agrícolas e as questões urbanas, podem ter seu desenvolvimento relacionada à dinâmica climática, levando em consideração, a interação entre os diferentes tipos climáticos do globo e a ação antrópica (SANT'ANNA NETO, 1998).

A variável climática que mais afeta as atividades socioeconômicas é a precipitação pluviométrica, especialmente quando se trata de eventos extremos (secas/volumes elevados), que geram um descompasso no padrão natural, causando prejuízos diversos e exigindo readaptações das sociedades.

Tais eventos são estudados pela perspectiva da variabilidade climática, que procura identificar os episódios que ocorrem distantes dos chamados “padrões médios”, como uma tendência de o sistema climático variar de uma maneira particular, geralmente uma oscilação entre dois estados preferenciais, ao invés de uma mudança permanente (OLIVEIRA *et al.*, 2017).

O principal componente do Sistema Superfície-Atmosfera que gera padrões de variabilidade climática é o oceano, já que este ocupa em torno de 70% da superfície terrestre e armazena muita energia proveniente dos processos radiativos do Sol (KAGAN, 1995).

Por motivos ainda a serem melhor estudados pela “Ciência do Clima”, o oceano pode apresentar irregularidades da sua temperatura de superfície, gerando padrões anômalos de circulação da atmosfera, já que atmosfera e oceano tem padrões de circulação acoplados

(DESER, *et al.*, 2003). Assim, anomalias de temperatura dos oceanos podem desencadear anomalias de circulação atmosférica.

Sazonalmente, as interações das superfícies terrestres com os oceanos ocorrem por padrões espaciais, temporais preferenciais pelas características dinâmicas da circulação atmosférica.

Tais padrões, frequentemente chamados de *modos*, *regimes*, *teleconexões* ou *dipolos*, são comumente utilizados na descrição das diferentes oscilações atmosféricas-oceânicas sazonais, multianuais e multidecadais (OLIVEIRA *et al.*, 2017). Tomamos aqui o termo “teleconexões”.

Percebe-se aqui o papel fundamental da variabilidade climática, que se origina, principalmente, quando as anomalias que surgem no sistema oceano/atmosfera acarretam eventos temporais extremos, os quais a climatologia geográfica tem por excelência explicar.

Nesse sentido, os constantes casos extremos de precipitação, ocorridos na região Sudeste da América do Sul (SEAS) comumente relacionados à ocorrência de eventos ENOS (El Niño Oscilação Sul) (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998; GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000; GRIMM, 2004; CATALDI, 2008; TEDESCHI, 2008; TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010; PBMC, 2012), demandam cada vez mais estudos que auxiliem em ações de projeção, prevenção e de respostas rápidas aos efeitos decorrentes desses episódios.

No mínimo, as autoridades precisam saber sobre a história do El Niño no que se refere ao seu país, uma vez que é um fato científico aceito que ele tem sido associado a anomalias de precipitação diretas e indiretas previsíveis em todo o mundo (GLANTZ *et al.*, 2018).

O ENOS é definido por duas componentes, uma oceânica e outra atmosférica, que são acopladas. O El Niño – EN – (ou La Niña - LN) é descrito como a componente oceânica do ENOS caracterizado pelo aumento (diminuição) da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Pacífico Equatorial Leste, acarretando na diminuição (aumento) das águas mais frias que afloram próximo à costa oeste da América do Sul (OLIVEIRA, 2001).

Já a Oscilação Sul – OS – é a componente atmosférica do ENOS, caracterizada por uma gangorra interanual de pressão ao nível do mar (PNM) tropical entre o Pacífico Ocidental e Oriental, resultado do enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios de leste sobre o Oceano Pacífico na altura da linha do Equador (WALKER, 1923; 1924), que contribui para a variação da TSM nesta região, bem como o acoplamento supracitado.

Porém, é importante compreender que os eventos ENOS são diferentes entre si, pois além da existência de ENOS convencional, onde o máximo de anomalia de TSM ocorre na região do Pacífico Leste Equatorial (PBMC, 2012), há a presença de uma outra estrutura espacial, intitulada ENOS Central (McPHADEN, ZEBIAK e GLANTZ, 2006) ou Modoki (ASHOK *et al.*, 2007), onde o máximo das anomalias de TSM ocorre no Pacífico Central.

A literatura registrou, principalmente a partir de 1983 (ano de um El Niño forte), eventos meteorológicos ao redor do globo como consequências de ENOS Canônico, tais como secas na região nordeste do Brasil e cheias provocadas por grandes volumes de precipitação no cone sul da América do Sul (OLIVEIRA, 2001, CATALDI, 2008, TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010, RODRIGUES *et al.* 2012).

No entanto, pesquisas acerca da influência do ENOS Modoki sobre a América do Sul (AS) ainda são insuficientes, já que a identificação deste é ainda recente e carece de maior entendimento, emparelhando-se com o entendimento da variabilidade climática ocasionada pelos diferentes tipos de eventos ENOS.

Assim, a presente dissertação tem como objetivo entender os efeitos na precipitação no SEAS de ENOS Canônico e de ENOS Modoki que ocorreram no período compreendido entre os anos de 1980 a 2018.

Para alcançá-lo, foi necessária a identificação de eventos ENOS Canônico e ENOS Modoki ocorridos no período, além da compreensão da circulação atmosférica durante os momentos de suas ocorrências.

A correlação linear de episódios de diferentes eventos ENOS, por meio da utilização do Índice Niño Oceânico (INO), com os dados de precipitação no SEAS no período de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), forneceu um padrão de anomalias de chuva associado à diferentes eventos ENOS.

A adoção de uma área com escala espacial mesoclimática justificou-se, em detrimento da adoção de pontos específicos (cidades, por exemplo), pois os fenômenos relacionados ao ENOS desenvolvem-se em padrões espaciais, causando anomalias climáticas em várias partes do globo, como o caso da região SEAS.

Além disso, a adoção do SEAS se deu por esta ser amplamente citada na bibliografia (GRIMM *et al.*, 1998, 2000; OLIVEIRA, 2013; TEDESCHI, 2008) como uma das áreas globais com significativo sinal de correlação linear com os eventos ENOS, ampliando assim a compreensão de que cada evento ENOS é único (AMBRIZZI, 2003) e que possuem efeitos variáveis espacialmente.

É necessário um olhar para o clima global do planeta Terra se a intenção for defini-  
los ou entender onde e por que ocorrem, pois, um extremo climático não ocorre isoladamente  
num lugar, tem conexões com outros lugares e normalmente faz parte de um padrão global  
(SILVA-DIAS, 2014).

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA

Para a Geografia, de maneira sintética, define-se o clima como a série de estados atmosféricos sobre determinado lugar, em sua sucessão habitual (SORRE, 1934).

A compreensão e a definição de Clima passam pelo entendimento de três elementos, sendo eles a temperatura, a umidade e a pressão atmosférica, todos permeados por fatores geográficos, como a latitude, a altitude, a maritimidade, a continentalidade, a vegetação, a translação, o eixo de inclinação da Terra, as massas de ar e a ação antrópica, aos quais a circulação atmosférica e a sua dinâmica superpõem-se, imprimindo ao ar uma permanente movimentação (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Santos (2002) destaca também a importância do clima como o grande regulador da vida econômica da sociedade. Nesse sentido, o papel da Climatologia Geográfica reside na construção de uma ponte entre os aspectos físicos da atmosfera e a dinâmica do espaço geográfico.

Para Mendonça e Danni-Oliveira (2007, p. 15),

A Climatologia constitui o estudo científico do clima. Ela trata dos padrões de comportamento da atmosfera em suas interações com as atividades humanas e com a superfície do Planeta durante um longo período de tempo. Esse conceito revela a ligação da Climatologia com a abordagem geográfica do espaço terrestre, pois ele se caracteriza em um campo do conhecimento no qual as relações entre a sociedade e a natureza configuram-se como pressupostos básicos para a compreensão das diferentes paisagens do Planeta e contribui para uma intervenção mais consciente na organização do espaço.

A Climatologia Geográfica brasileira destacou-se da Climatologia desenvolvida pela Meteorologia por realizar análise dinâmica (massas de ar) dos elementos atmosféricos conjugados (tipos de tempo), em sua sucessão habitual (ritmo), priorizando os valores extremos (anos-padrão) (LIMBERGER, 2015).

Base dos estudos da atmosfera, no entanto, a Meteorologia desenvolvida no Brasil desde o período do Império (SANT'ANNA NETO, 2001a), teve sua evolução da análise dos elementos atmosféricos passando por duas fases principais, a tradicional, e a sintética.

A primeira pode ser definida como uma abordagem que se baseava na decomposição analítica dos dados observados, enquanto a segunda procura analisar a interação dos elementos do clima e das respostas do meio (ZAVATINI, 2000). Nesta segunda abordagem é que se desenvolveu a Climatologia Geográfica dos tipos de tempo e análise rítmica, preconizada por Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro.

Quando ainda ligada à meteorologia, os estudos atmosféricos se baseavam na ideia de que uma combinação que existe num dado momento, no instante seguinte, já é outra diferente da anterior (BARROS e ZAVATTINI, 2009).

Como a intenção era explicar um dado fenômeno em um dado momento, para a geografia parecia pouco uma análise que utilizava dados reais e os transformava em abstratos, já que os mesmos são convertidos em valores médios e, sem conectá-los ao seu respectivo gerador, o Sistema Superfície-Atmosfera (SSA), [que busca compreender a relação entre a superfície da Terra e a baixa atmosfera (Troposfera)] portanto, tornam-se desprovidos de seu significado real (BARROS e ZAVATTINI, 2009).

Foi a partir das contribuições de Monteiro (1962, 1971, 1976, 1991, 1999), que a perspectiva geográfica da climatologia foi cunhada, pois fundamentava uma compreensão genética e qualitativa dos fatos climáticos, ao nível da baixa atmosfera (troposfera), considerando-a como a camada antrópica de interação geográfica (SANT'ANNA NETO, 2001a).

Ele então se debruça sobre o fundamento de ritmo, defendendo que somente através da representação concomitante dos elementos fundamentais do clima em unidades de tempo cronológico pelo menos diárias, compatíveis com a representação da circulação atmosférica regional, geradora dos estados atmosféricos que se sucedem, onde somente uma

[...] análise rítmica detalhada ao nível de tempo, revelando a gênese dos fenômenos climáticos pela interação dos elementos e fatores, dentro de uma realidade regional é capaz de oferecer parâmetros válidos à consideração dos diferentes e variados problemas geográficos desta região. (MONTEIRO, 1971, p. 12)

Ritmo é expresso pelo regime de chuvas, pelos períodos de elevada secura do ar, ou mesmo pela variação dos valores da pressão barométrica ao longo da penetração de frentes frias, acompanhadas pela alteração da velocidade e da direção predominantes dos ventos (CUNHA e VECCHIA, 2007).

Sua análise rítmica trouxe a concepção geográfica do clima na organização do espaço, onde o clima age como gerador de tipos de tempo cujas características são

absolutamente dinâmicas, complexas e muito sensíveis a qualquer alteração imposta, influenciando cada parte do planeta, em função da interação entre as diferentes esferas do globo e da ação do homem (SANT'ANNA NETO, 2001a).

Essa visão espelha a atualidade da Climatologia Geográfica, a qual se mune tanto da climatologia tradicional quanto da sintética para analisar os eventos externos em relação aos tempos médios, fruto das anomalias no acoplamento superfície-atmosfera.

## 2.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA

Os fenômenos climáticos produzidos na Troposfera resultam dos processos de transferência, transformação e armazenamento de energia, matéria e momento, que ocorrem no ambiente formado pela interface superfície-atmosfera, correspondendo ao sistema superfície-atmosfera (SSA) (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Sustentado pela energia solar, esse sistema proporciona o movimento dos gases que envolvem a Terra, fazendo com que a atmosfera varie constantemente de estados e gere padrões de funcionamento.

Essa permanente movimentação no SSA gera impactos sobre o espaço geográfico. Quando da ocorrência de eventos anômalos, tais como anomalias de TSM, bloqueios atmosféricos, erupções vulcânicas, fatores astronômicos (posição do sol e da lua em relação a Terra), dentre outros, desencadeiam-se mudanças no padrão “normal” do SSA e ocorrem os eventos de variabilidade climática e mudanças climáticas.

Ambrizzi (2003, p. 1), acerca da variabilidade climática, afirma que

Esta variabilidade reflete padrões de sistemas sinóticos e de circulação que ocorrem em diversas escalas de tempo, desde alguns dias (características de tempestades e passagem de frentes), algumas semanas (características de períodos mais quentes no meio da estação de inverno ou períodos mais secos durante a estação de verão), alguns meses (características de invernos mais frios e/ou verões mais quentes), alguns anos (características de invernos anormais por vários anos seguidos), a vários séculos (característico de mudanças climáticas de longo período).

A interação entre padrões de sistemas sinóticos, de circulação e as diversas escalas de tempo se repercutem na maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro (CHRISTOFOLETTI, 1999), o que configura a variabilidade climática.

Ainda, para Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002), variabilidade climática se refere às flutuações das condições meteorológicas e, por extensão, das condições climáticas em torno da média climatológica. A variabilidade climática depende, portanto, de interação entre os elementos do SSA em diferentes escalas temporais e espaciais.

Na Climatologia Geográfica revela-se a necessidade de explicar a variabilidade climática de maneira espacializada, em detrimento do foco nas consequências localizadas, já que normalmente os efeitos das anomalias não ocorrem em áreas restritas.

A relação de causa e efeito entre processos ambientais que guardam distância espacial entre si, por exemplo, coloca que forçantes locais agem para influenciar regiões remotas e vice-versa (CATALDI, 2008; VACONCELLOS, 2008).

Essa abordagem apoia-se no conceito de teleconexão atmosférica, ou “conexão à distância”, que explica como anomalias que ocorreram em uma região são associadas a outras anomalias em regiões remotas (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009).

Padrões de teleconexões podem ser conhecidos como um “recorrente e persistente padrão de anomalia de pressão e circulação de grande escala que cobre vastas áreas geográficas” (AMBRIZZI, 2003, p. 3).

Padrões de teleconexões atmosféricas são também conhecidos como “eventos de variabilidade de baixa frequência”, ou seja, eventos que não ocorrem comumente, durando semanas ou meses, ou reforçando a ideia da variabilidade interanual e interdecadal da circulação atmosférica, “persistindo por anos consecutivos como modos preferenciais” (AMBRIZZI, 2003, p. 3).

Na observância desse conceito, todos os padrões de teleconexão são modos preferenciais da variabilidade da atmosfera, mas somente alguns deles são identificados claramente como sendo associados com forçantes de TSM (AMBRIZZI, 2003), enquanto outros são associados a bloqueios atmosféricos (anomalias intrínsecas à atmosfera).

Segundo Oliveira *et al.* (2017) a importância dos oceanos na variabilidade climática advém de fatos como cobrirem cerca de 71% da superfície terrestre, terem 1.000 vezes mais massa ( $1,3 \cdot 10^{21}$  kg) do que toda a atmosfera ( $5 \cdot 10^{18}$  kg) e a capacidade térmica ser 1.000 vezes maior do que a da atmosfera.

O transporte de calor por correntes marítimas, a mistura vertical e a profundidade da camada superficial (termoclina) abrangem a componente oceânica de influência na TSM (DESER *et al.*, 2010). Essa é a mais pura observação de uma das facetas do SSA.

A TSM é, por sua vez, regida por processos atmosféricos e oceânicos, em seu acoplamento. A velocidade do vento, a temperatura do ar, a nebulosidade e a umidade são os componentes atmosféricos dominantes que regulam a troca de energia na superfície do mar com a atmosfera.

As anomalias de TSM forçam anomalias de convecção e conseqüentemente subsidência de grande escala, que pode resultar em perturbações nas ondas estacionárias planetárias climatológicas e correntes de jatos associados (AMBRIZZI *et al.*, 2004), em um efeito cascata.

As oscilações inerentes a esse sistema podem ser transportadas por variáveis atmosféricas relacionadas às definições de propagação de ondas planetárias, como as Ondas de Rossby (ROSSBY, 1938), ondas de Kelvin (THOMSON, 1879), ou de modificações na célula atmosférica zonal de Walker (WALKER, 1923), força de Coriolis e outras.

Tais variáveis atmosféricas são causadoras e também propagadoras de anomalias de TSM potencializada pelas forçantes oceânicas, formando um trem-de-onda entre pontos relativamente distantes entre si.

Em particular para o Hemisfério Sul, as Ondas de Rossby trazem grande influência no padrão de chuvas da América do Sul, em especial para as latitudes superiores a 30°S, constituída de ventos que se propagam de oeste a leste, interferindo na formação de nuvens.

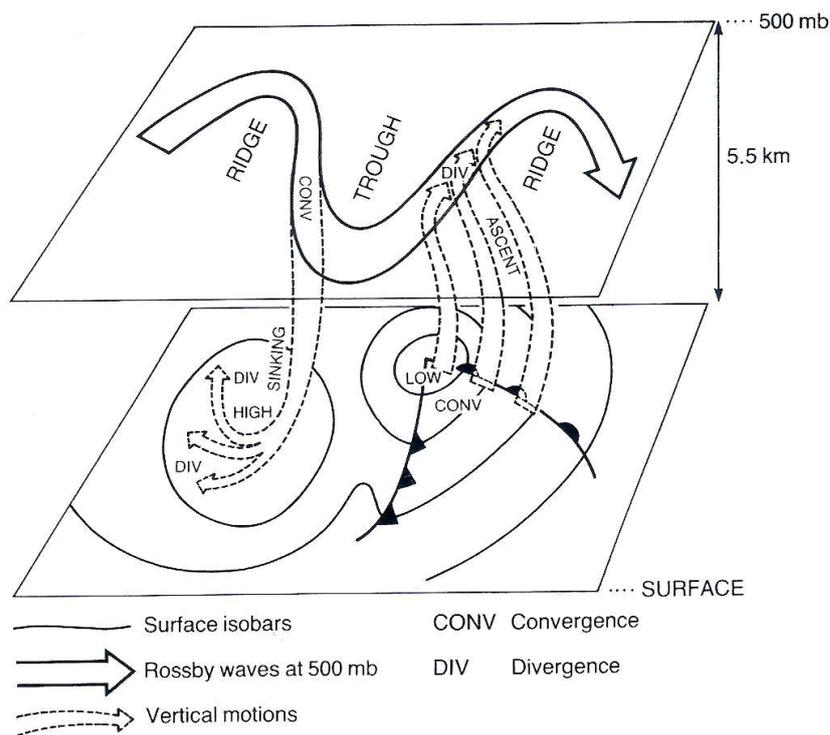
Segundo Musk (1988, p. 110<sup>1</sup>)

A posição e intensidade das ondas ajudam a determinar a circulação atmosférica de larga escala abaixo delas, pois o ar converge e diverge à medida que flui através das ondas. Divergência ocorre à frente (para o leste) de um cavado nos ventos de oeste em altitude, induzindo convergência na superfície, com movimentos ascendentes entre eles; a região inferior do lado leste de um cavado é, portanto, uma área favorável a depressões, desenvolvimento de nuvens profundas e precipitação. Convergência ocorre à frente (para o leste) de uma crista superior, induzindo divergência em superfície e subsidência entre os dois níveis - esta é uma região favorável para o desenvolvimento de anticiclones em superfície (ou cristas de alta pressão) e condições relativamente secas.

A figura 1 mostra que os ventos sopram através do sistema ao invés de ao longo dele, provocando a ascensão de ar para o jato em algumas áreas e descendência em outras áreas (MUSK, 1988), justificando a sua propensão no transporte das características temporais de uma região do globo para outra.

---

<sup>1</sup> Tradução nossa.



**Figura 1** - Comportamento das ondas de Rossby.

Fonte: MUSK (1988, p. 112).

As variáveis atmosféricas agem com prazos superiores a 10 dias, podendo chegar a alguns meses, sendo mais eficazes na condução de anomalias da TSM do que a variabilidade atmosférica sinótica devido à inércia térmica da camada mista superior do oceano (DESER *et al.*, 2003). Esse é um exemplo do transporte de anomalias de TSM a longas distâncias por padrões de circulação atmosféricos, ou seja, teleconexão atmosférica.

Tudo isso leva, segundo Oliveira *et al.* (2017), a um modo de variabilidade climática que, em outras palavras, é um padrão de clima com características identificáveis, efeitos regionais ou globais específicos e com comportamento geralmente oscilatório, sendo o ENOS um dos modos mais importantes da atualidade (McPHADEN, 2002).

### 2.3. EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL

Um dos fenômenos climáticos amplamente estudados pela comunidade acadêmica, diretamente relacionado com a propagação de ondas planetárias e causador de diversas anomalias atmosféricas pelo globo, é o chamado El Niño/Oscilação Sul (ENOS).

A condição normal de TSM no Oceano Pacífico, na altura do Equador, é a concentração de águas quentes na parte oeste e de águas frias na região leste, devido ao ressurgimento da corrente marítima fria de Humboldt e das águas mais profundas na costa do Chile/Peru, além da direção predominante dos ventos alísios de leste para oeste (TEDESCHI, 2008). A essa condição normal das águas do Oceano Pacífico denomina-se de ano Neutro (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998).

No entanto, essa condição de “normalidade” pode ser perturbada, o que origina um evento ENOS. Essa perturbação pode ser representada pelo aquecimento anormal das águas superficiais e subsuperficiais do Oceano Pacífico Equatorial, resultado de alteração do sistema oceano-atmosfera, e que tem consequências no tempo em todo o planeta (OLIVEIRA, 2001).

O ENOS pode ser considerado, portanto, um fenômeno com duas componentes, uma oceânica (El Niño) e outra atmosférica (Oscilação Sul), passando a ser chamado de ENOS, respectivamente aquecimento ou resfriamento das águas do Pacífico Equatorial e mudança da pressão atmosférica (AMBRIZZI, 2003).

Produzida pelos ventos alísios, a diferença média de temperatura entre as águas da superfície do Oceano Pacífico tropical oeste e leste, fornece condições próprias ao aparecimento do fenômeno (TEDESCHI, 2008). Quando os alísios são enfraquecidos, a ressurgência acaba ficando mais lenta, permitindo que as águas superficiais do Pacífico aqueçam e configurem um El Niño. Quando do contrário, a ressurgência passa a ser carregada pelos alísios fortalecidos e resfriam as águas superficiais, configurando uma La Niña.

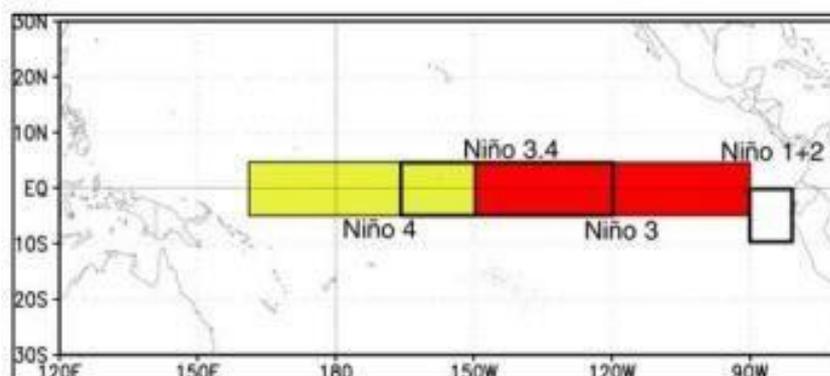
O componente atmosférico, Oscilação Sul (WALKER e BLISS, 1932, 1937) é dada por meio da variação do Índice de Oscilação Sul (IOS), uma flutuação existente na Pressão no Nível do Mar (PNM) entre a alta subtropical do Pacífico Sudeste (Taiti, 17° 33'S, 149° 31'W) e a baixa pressão numa região que engloba o oceano Índico (Darwin, 12° 20'S, 130° 52'L), desde a África até o norte da Austrália (AMBRIZZI, 2003), comandando a variação dos Alísios.

Para melhor acompanhamento dos eventos ENOS, o oceano Pacífico é monitorado por diversos órgãos de pesquisa como Australian Bureau of Meteorology (ABM), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), Global Precipitation Climatology Center (GPCC) e National Oceanic and Atmospheric Administration, E.U.A. (NOOA), que elaboraram além do IOS, índices como o MEI (Índice Multivariado de ENOS) que observa seis variáveis no Pacífico tropical, sendo o nível do mar, componentes zonal e meridional do vento de superfície, TSM, temperatura do ar da superfície e fração total de nebulosidade do

céu. O MEI é calculado separadamente para cada uma das doze temporadas bimensais flutuantes (dez/jan, jan/fev, ..., nov/dez) cujos valores negativos do MEI representam a fase fria do ENSO, enquanto os valores positivos do MEI representam a fase quente do ENSO (WOLTER e TIMLIN, 2011).

Um índice mais simples porém, muito utilizado na literatura é o INO (Índice Niño Oceânico, ONI em inglês), baseado na TSM do Pacífico na altura da Linha do Equador, cuja região é dividida conforme apresentado na Figura 2, que possibilitam a identificação do fenômeno por meio das variações da TSM constatadas e registradas.

Essas áreas compartimentam a ocorrência de anomalia de TSM na superfície do Oceano Pacífico, caracterizado por um desvio de temperatura da superfície do mar positivo além do normal (para o período base de 1971-2000) na região Niño 3.4 (5° N-5° S, 120°-170° W) maior ou igual em magnitude a 0,5 (-0,5), em média, por mais de três meses consecutivos. (ASHOK *et al.*, 2007).



**Figura 2** - Áreas de atuação do El Niño sobre o pacífico tropical.  
Fonte: OLIVEIRA, 2001.

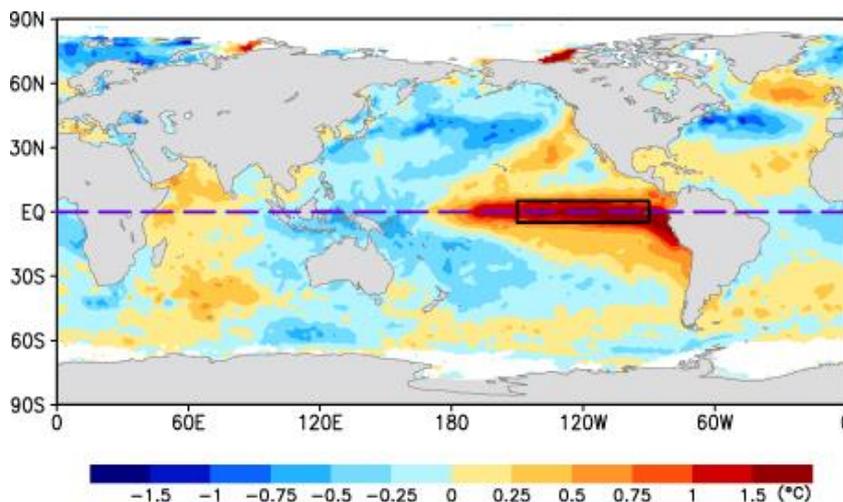
O INO é um dos índices elaborados pelo NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, E.U.A.) para identificar o El Niño (aquecimento) e eventos de La Niña (resfriamento) no Pacífico tropical.

Os eventos são definidos por meio de cinco consecutivas sobreposições de períodos de três meses com anomalia superior a 0,5°C mais quente (El Niño) ou abaixo de 0,5°C mais frio (La Niña) do que a média normal da TSM (GGWS, 2016) do INO.

É preciso salientar que nem todos os eventos ENOS são semelhantes entre si (AMBRIZZI, 2003), tanto sobre o local de aquecimento/resfriamento quanto sobre os efeitos

que podem causar. No que se refere ao local de aquecimento/resfriamento, os eventos ENOS podem ser classificados como Canônico ou Modoki (TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010).

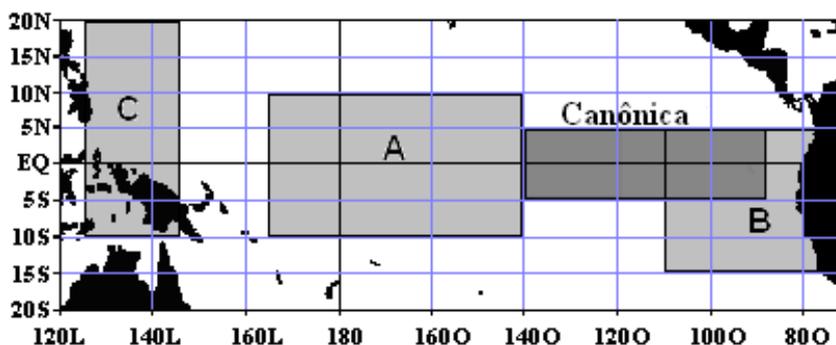
Nos eventos Canônicos<sup>2</sup> (tradicionais) de El Niño (EN), o máximo de anomalia de aquecimento da TSM ocorre na região do Pacífico Leste equatorial, conforme Figura 3 (PBMC, 2012). Em eventos de La Niña (LN), a região do Pacífico Leste equatorial registra anomalias negativas de TSM, configurado em mesmo padrão espacial do EN.



**Figura 3** - El Niño Canônico.

Fonte: WENG, 2007.

Conforme a predominância de temperatura mais alta na região Niño 4 (região A na Figura 4) em detrimento das outras, um fenômeno diferente ocorre, conhecido como ENOS Modoki (“similar, porém diferente”, em japonês), recebendo também outras denominações como “Central Pacific” (KAO e YU, 2009), “Warm Pool” (KUG *et al.*, 2009), “Date Line El Niño” (LARKIN e HARRISON, 2005) e “S-Mode” (GUILYARDI, 2006).

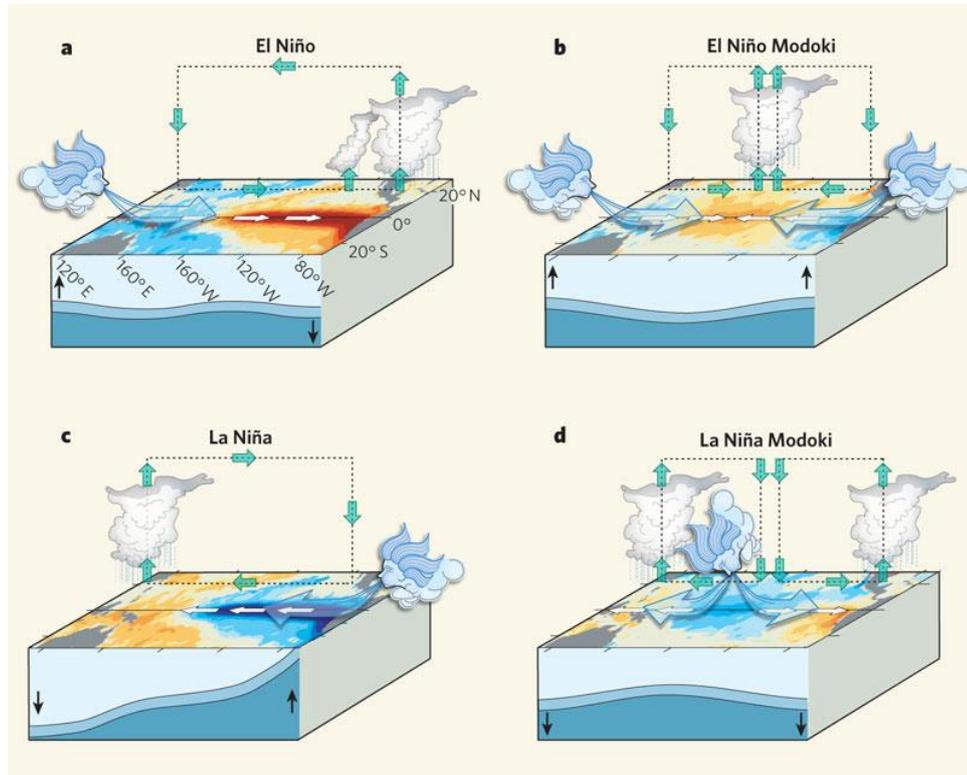


**Figura 4** - Áreas de identificação dos ENOS Canônico (B) e Modoki (A).

Fonte: TEDESCHI e CAVALCANTI (2010).

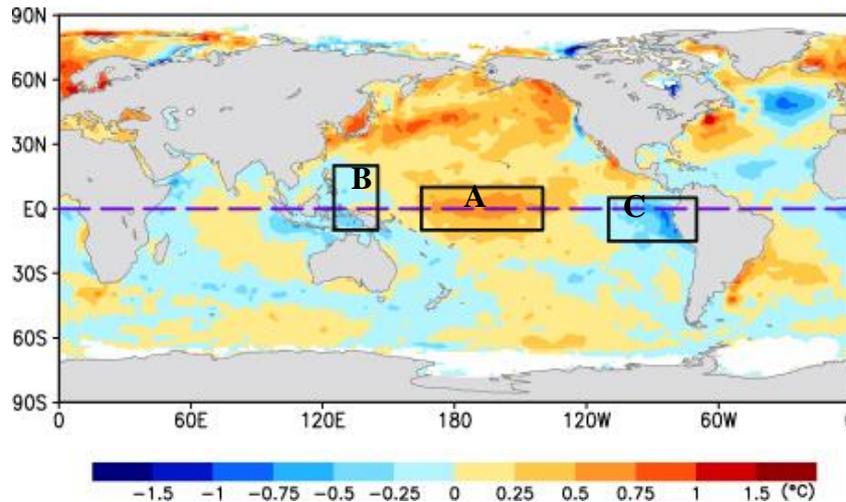
<sup>2</sup> No sentido de ser a forma mais comum de ocorrência de um evento.

O ENOS Canônico não explica as consequências desencadeadas dessa variação. Diferenciados principalmente no inverno austral, Ashok *et al.* (2007) definem o evento Modoki notadamente pela falta do precursor aquecimento (resfriamento) da costa do Peru (Figura 5).



**Figura 5** - Comportamento dos ventos alísios e da TSM nos ENOS Canônicos (a e c) e Modoki (b e d).  
Fonte: adaptado de WENG, 2007.

O evento Modoki é caracterizado, então, por anomalias positivas (negativas) de TSM no Pacífico Central (letra A na Figura 6) acompanhado por anomalias negativas (positivas) (letras B e C na Figura 6) de TSM no Pacífico Leste e Oeste (TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010).



**Figura 6 - El Niño Modoki.**  
 Fonte: adaptado de WENG, 2007.

Um ENOS Modoki ocorre quando há um aquecimento (resfriamento) de 1°C sobre o Pacífico Central na área 165°E - 140°W, 10°S - 10°N e 0,5°C<sub>(A<sup>3</sup>)</sub>, de resfriamento (aquecimento) em ambos os lados ao longo do Equador, na área 110°W - 70°W, 15°S - 5°N<sub>(B<sup>4</sup>)</sub> e 125°E - 145°E, 10°S - 20°N<sub>(C<sup>5</sup>)</sub> (ASHOK *et al.*, 2007) representada por

$$IEM = |ATSM|_A - 0.5 * |ATSM|_B - 0.5 * |ATSM|_C$$

onde IEM = índice ENOS Modoki;  $|ATSM|$  = anomalia média de TSM em cada região indicada.

Como ocorrem em locais diferentes do Pacífico, os dois fenômenos têm efeitos também diferentes ao redor do globo. Os diferentes padrões dessa anomalia podem afetar tanto a circulação de grande escala (circulação de Walker e trem de ondas de Rossby) quanto a circulação local (jato de baixos níveis a leste dos Andes) acarretando em anomalias de precipitação distintas sobre a AS (ANDREOLI *et al.*, 2016).

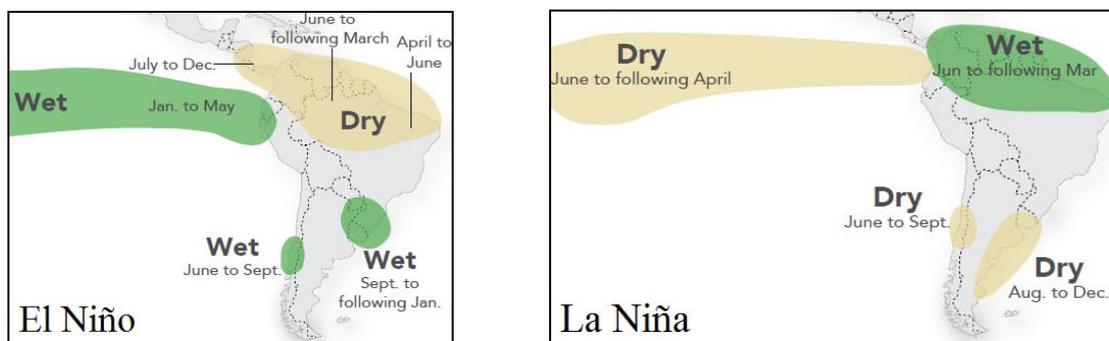
A importância dos estudos envolvendo o ENOS Modoki vem aumentando, relacionado à sua intensidade e frequência crescentes nas últimas décadas (LEE e McPHADEN, 2010). Tal fato pode ser associado ao aquecimento global (ASHOK, K. e YAMAGATA, T., 2009), apesar das incertezas sobre o real efeito dessa ligação (WANG *et al.*, 2017).

<sup>3</sup> Área A na figura 5 e trecho A da equação IEM.

<sup>4</sup> Área B na figura 5 e trecho B da equação IEM.

<sup>5</sup> Área C na figura 5 e trecho C da equação IEM.

O ENOS Canônico acarreta algumas anomalias meteorológicas no Brasil (Figura 7), como secas (cheias) na região nordeste e cheias (secas) provocadas por grandes volumes de precipitação no sul (OLIVEIRA, 2001; CATALDI, 2008; TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010; RODRIGUES *et al.*, 2012).



**Figura 7** - Efeito esperado para o sinal do ENOS na América do Sul<sup>6</sup>.

Fonte: Adaptado de International Research Institute for Climate and Society – IRI (<https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/enso/>)

Durante eventos ENOS Modoki, sobre a AS, os efeitos relacionados à LN parecem ser mais fortes e os relacionados aos EN parecem deslocados, segundo Kao e Yu (2009).

As correntes de jato têm um importante papel na rápida transferência de energia sobre longas distâncias na atmosfera (MUSK, 1984), sendo a corrente de jato subtropical de oeste, que ocorre a aproximadamente 200mb em torno da latitude de 30° no limite polar da célula de Hadley nos trópicos, uma teleconexão entre o ENOS e o SEAS.

Reboita e Santos (2014) apontam que

[...] estudos indicaram que a convecção tropical no Oceano Pacífico dispara um trem de ondas deste setor em direção a América do Sul e o chamaram de modo do Pacífico – América do Sul (Pacific-South American Mode, PSA). De acordo com Mo e Higgins (1998), o modo PSA apresenta dois padrões: PSA1 e PSA2. O PSA1 está associado com a intensificação da convecção no Pacífico Central entre 140° E e 170° W e a supressão de convecção sobre o oceano Índico, padrão que se assemelha com o do fenômeno ENOS. Já o PSA2 está associado com a intensificação da convecção no Pacífico Central estendendo-se de 160°E a 150°W, ligeiramente ao sul do equador, e com a supressão no Pacífico Oeste.

Conhecer e comparar suas implicações no planeta passa a ser fundamental para que a sociedade possa enfrentar os possíveis impactos não só desse fenômeno em específico, mas de toda a coletânea de extremos climáticos causados por anomalias de TSM.

Um evento que é raro em um determinado local e época do ano, um padrão de clima extremo persistente por algum tempo, como uma estação, pode ser classificado como um

<sup>6</sup> Tradução: Dry (seca), Wet (chuvoso).

evento climático extremo (precipitação, ventos, tempestades, secas, enchentes, etc.), especialmente se produz uma média ou total que seja extrema (IPCC, 2014).

#### 2.4. EFEITOS DO ENOS NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NO SEAS

Com o aquecimento (resfriamento) do oceano e com o enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios, começam a ser observadas mudanças da circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, determinando mudanças nos padrões de transporte de umidade e, portanto, variações na distribuição das chuvas em regiões tropicais e de latitudes médias e altas (OLIVEIRA, 2001).

Kao e Yu (2009), a partir da análise composta, descobriram que as fases quentes e frias do ENOS Modoki tendem a ter características físicas semelhantes e padrões semelhantes. Eles mostram características semelhantes de evolução e bloqueio de fase, resultando em um processo físico comum. A diferença entre as fases quentes e frias do ENOS Canônico é resultado da intensidade mais fortes ou mais fracas.

O Sul do Brasil em especial, mas também grande parte do SEAS (Uruguai, Argentina e Paraguai), são influenciados pela diferença de intensidade do ENOS (GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000) e sofrem as consequências principalmente em eventos extremos de precipitação (secas ou cheias) (TUCCI, 2003).

As teleconexões da fase quente do ENOS desencadeiam chuvas acima do normal sobre o sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Chile (GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000, GRIMM *et al.*, 1998, GRIMM, 2003, 2004), que podem acarretar em grandes desastres tais como cheias, deslizamentos de terra e prejuízos nas safras.

Comparando seus episódios, observa-se em 2015/16 a ocorrência de um El Niño forte, segundo o INO, e que, desde abril de 2014 caracterizou-se com força muito semelhante ao El Niño canônico de 1997/1998, período entremeado por vários EN Modoki (ASHOK *et al.*, 2007, YEH *et al.*, 2009, PBMC, 2012). Isso oportuniza um estudo aprofundado de comparação de suas consequências no SEAS no período, local que sofre e sofreu muito fortemente a influência dos mesmos.

Nas fases de desenvolvimento e de declínio, os eventos podem possuir características distintas das da fase de ápice (dezembro, janeiro e fevereiro – DJF ou junho, julho, agosto –

JJA) (KAYANO *et al.*, 2016), indicando que a resposta aos mesmos sobre a precipitação também varia conforme o período do ano.

O padrão do trem de ondas de Rossby, que transporta as anomalias de circulação do Pacífico para a AS, depende do tipo de ENOS e da estação do ano. Em todas as estações do ano, o jato de baixos níveis a leste dos Andes é mais intenso durante eventos de EN canônico, enquanto é mais fraco ou inexistente na ocorrência dos outros dois tipos de EN (modoki e mix) (PEREIRA *et al.*, 2017). Ou seja, anomalias no padrão de circulação dos Jatos de Baixos Níveis são o principal “caminho” das anomalias de TSM para anomalias de precipitação no SEAS.

Tedeschi (2008) se debruçou sobre a AS para identificar a correlação entre eventos extremos e a ocorrência de ENOS no período de 1956 a 2002. Utilizando dados de grade e de estações meteorológicas, comparou as precipitações entre anos normais e ENOS positivos (negativos) separadamente, a fim de identificar a compatibilidade dos dados encontrados com cada fase do fenômeno, por meio de histogramas construídos com base na distribuição Gama. Os resultados da pesquisa de Tedeschi (2008) indicam que

[...] a frequência média de eventos extremos para cada mês, dentro de cada categoria de ano, e a diferença entre estas frequências médias para anos EN e normais, e para anos LN e normais mostram que os episódios EN e LN influenciam significativamente a frequência de eventos extremos em diversas regiões da América do Sul durante determinados períodos do ciclo ENOS [...] significando que o comportamento da frequência de eventos extremos é consistente com o da precipitação total mensal ou sazonal, o que é coerente com o fato de que boa parte dessa precipitação total é devida a eventos extremos.

De Paula *et al.* (2010) observaram a erosividade das chuvas provocadas por incrementos na precipitação média da região central do estado do Rio Grande do Sul, observadas por dados de uma estação meteorológica no local, no período de 1979 a 2008. Com método de análise comparativa entre anos normais e anos EN (LN), observando o índice INO de intensidade dos mesmos como parâmetro para a erosividade. Os autores concluem que o potencial erosivo das chuvas na região é alterado pelo fenômeno ENOS, tendendo a maior potencial erosivo em anos neutros e de EN. Indicam também que o padrão das chuvas é alterado em anos de anomalia da TSM, porém a capacidade preditiva do potencial erosivo das chuvas pelo índice INO é fraca, indicando a interferência de outros fenômenos na região.

Comparando a TSM com os volumes de precipitação no período de 1979 a 2005, Ashok *et al.* (2007), usando o método de análise composta, demonstraram a existência física de ENM e seu impacto único no clima mundial.

Segundo eles, o aquecimento central da TSM e a convergência do vento zonal associada em ambos os lados da anomalia de TSM, sustentam o evento por quase um ano. Curiosamente, o modo acoplado aparece quase como um modo permanente no Pacífico central, e não evolui para um evento de El Niño completo.

Sugerem então que em grande parte do continente sul-americano, do Equador à 40°S, os impactos do ENOS Canônico e os de ENOS Modoki são opostos.

Oliveira (2013), preocupada em identificar a influência dos diferentes tipos de ENOS na precipitação da AS, descobre que nas regiões subtropicais, ao comparar também dados de TSM e precipitação, anomalias positivas intensas (fracas) de precipitação estão associadas com o fortalecimento mais intenso (menos intenso) dos jatos em baixos níveis durante o evento EN Canônico (EN Modoki). Eventos de LN, tanto canônica quanto Modoki, aparentam não ter impacto tão oposto entre as mesmas, prevalecendo os períodos secos no SEAS.

Usando análise de valor singular de decomposição para identificar os modos de covariabilidade entre a TSM e os padrões de precipitação associados às variações entre EN, Brito (2011) afirma que para as regiões subtropicais da AS, as anomalias de precipitação positivas (negativas) são associadas a um jato de baixos níveis sul-americano anormalmente forte (fraco e redirecionado) durante EN (EN Modoki).

Corroborando com o supracitado, Tedeschi e Cavalcanti (2010) observaram os impactos dos diferentes tipos de ENOS sobre a precipitação na AS no período de 1979 a 2009 utilizando dados de TSM para defini-los, bem como calcularam os compostos de precipitação em cada categoria de anos encontrada. Para as autoras, algumas regiões da AS realmente têm um comportamento oposto entre ENOS Canônicos e Modoki, como é o caso do Sul do Brasil, em algumas estações do ano. No verão (DJF), notaram que durante a ocorrência de um ano EN Canônico há um aumento da precipitação sobre a região SEAS. Em EN Modoki, percebe-se uma diminuição de precipitação sobre toda a AS. Na ocorrência de uma LN, há uma diminuição na região central e sul do Brasil, tanto no Canônico quanto no Modoki.

Tedeschi e Cavalcanti (2013), empregando dados de TSM do conjunto NOAA\_ERSST\_V3 (SMITH *et al.*, 2008) para estabelecer quais são os anos de ENOS Canônico e Modoki, no período de estudo, que vai de 1979 até 2009, e dados do CMAP/CAMS para a precipitação encontram que, durante a estação de verão (DJF), em anos de ENC há um aumento da precipitação sobre a região centro-sul da AS, ao passo que em anos de ENM percebe-se uma diminuição de precipitação sobre toda a AS. Na ocorrência de

uma LN, há uma diminuição de precipitação na região central e sul do Brasil, tanto no Canônico quanto no Modoki.

Silva (2015) utilizou dados observados e simulados (simulações histórica e futura) para avaliar os padrões de ENC e ENM e seus impactos sobre a precipitação da América do Sul. Durante os anos ENC, nota-se que o padrão de anomalia acontece durante DJF, no qual ocorre precipitação acima do normal no SEAS. Em relação aos ENM, os impactos sobre a precipitação da América do Sul são diferentes dos ENC, pois durante o verão (DJF) a anomalia positiva de precipitação é menor no SEAS.

Pereira, Reboita e Ambrizzi (2017), estudando a primavera austral da AS durante o ENOS 2015/16, indicam que no Sudeste da AS o excesso de precipitação está associado com anomalias negativas de altura geopotencial sobre parte SEAS, favorecendo o deslocamento do jato de baixos níveis para tal região, que transporta umidade dos trópicos para os subtropicais.

Segundo os mesmos, o suprimento de umidade e a corrente de jato subtropical podem favorecer as anomalias positivas da trajetória de ciclones no oceano Atlântico, próximo ao sudeste da AS. Isso, e uma maior frequência de bloqueios atmosféricos durante EN (OLIVEIRA, 2013), os sistemas desviam dessa situação e acabam passando sobre o norte da Argentina, sul do Brasil e Uruguai e, portanto, favorecendo a chuva.

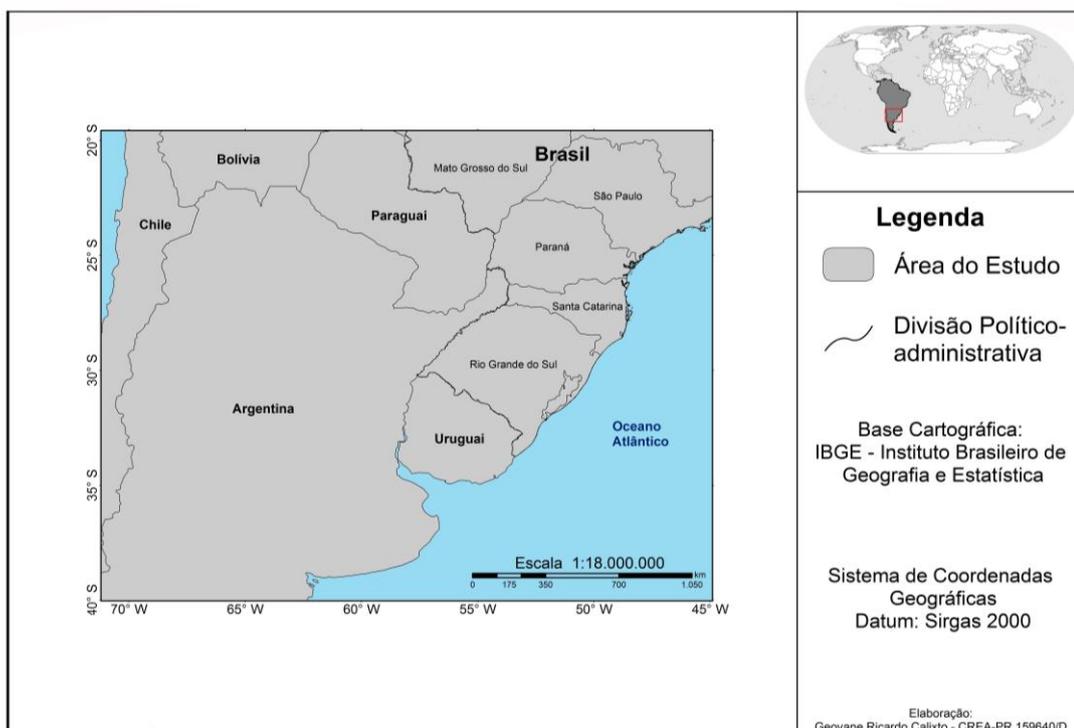
### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de buscar uma associação entre anomalias de precipitação no Sudeste da América do Sul e o fenômeno ENOS, o conceito da teleconexão atmosférica foi utilizado, já amplamente difundido na Meteorologia.

O período em questão (1980 a 2016) vem sendo relacionado com um aumento da incidência de eventos de ENOS Modoki (ASHOK *et al.*, 2007, 2009; WENG *et al.*, 2007, WANG *et al.*, 2017), o que possibilita a construção das associações entre eles e eventos considerados canônicos e seus efeitos no SEAS.

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área proposta para a pesquisa (Figura 8) corresponde ao sul do Mato Grosso do Sul, São Paulo e aos três estados da região sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), bem como o centro-norte da Argentina, boa parte do Paraguai e todo o Uruguai, abrange as atividades agrícolas mais produtivas desses países.



**Figura 8** - Área de estudo, sudeste da América do Sul.

Fonte: o autor.

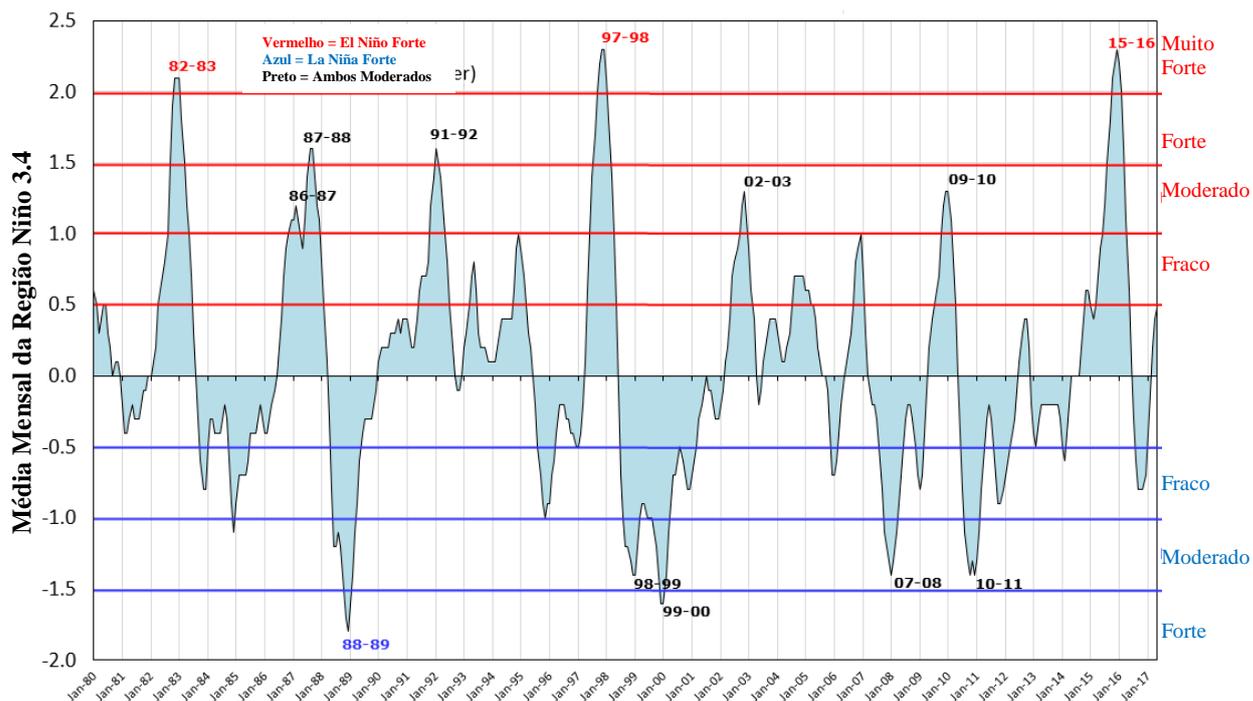
Compreendendo a bacia do Rio do Prata, uma das maiores bacias hidrográficas e reserva de água doce do mundo e que inclui muitas usinas de produção de energia hidrelétrica, possui climas que variam do Tropical Úmido, Subtropical Úmido, Temperado e Árido (REBOITA, 2012), de relevo predominantemente de planaltos e planícies aluviais. Sua vegetação é composta por Mata Atlântica (floresta ombrófila mista) ao norte e centro, enquanto ao sul se encontram regiões cobertas por vegetação de Campos (pampas ou pradaria) (SCHNEEBERGER E FARAGO, 2003).

Esta área é indicada na bibliografia específica como tendo sinal significativo de correlação linear com os eventos ENOS, principalmente pela anomalia de deslocamento dos Jatos de Baixos Níveis (SILVA, 2005).

### 3.2 IDENTIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS

A associação entre os eventos ENOS se encaminhou pela identificação dos anos de ocorrência dos mesmos por meio do INO, bem como a visualização das anomalias de TSM em mapas apropriados, elaborados com o recurso “*Plotting & Analysis*” do site ESRL/NOAA. O mesmo índice INO foi utilizado para a posterior correlação linear com as anomalias de precipitação no SEAS, cujos passos estão descritos a seguir.

O índice INO foi obtido por meio da página do NOAA na internet ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)), que define os eventos de aquecimento e resfriamento baseados no limiar de +/- 0,5°C. Este índice é composto pela média de três meses consecutivos dos dados de anomalia de TSM do *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature – version 3* (ERSST.v3) na região do ENOS 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W), identificados na Figura 9.



**Figura 9** - Índice Niño Oceânico (INO) para o período de estudo.

Fonte: Adaptado de CPC/NOAA, 2017.

Normalmente, os eventos ENOS são classificados de acordo com sua intensidade, onde a variação do INO é levada em consideração, como mostra a Tabela 1. Esse foi o parâmetro utilizado para a escolha dos anos a serem contemplados pelo estudo, considerando somente anos de intensidade moderada, forte ou muito forte, em detrimento dos considerados fracos.

**Tabela 1** - Critérios para classificar a intensidade dos fenômenos El Niño e La Niña

Evento	Valor do INO	Intensidade
El Niño	0,5 a 0,9	Fraca
	1,0 a 1,4	Moderada
	1,5 a 1,9	Forte
	$\geq 2,0$	Muito forte
La Niña	-0,5 a -0,9	Fraca
	-1,0 a -1,4	Moderada
	-1,5 a -1,9	Forte
	$\leq -2,0$	Muito forte

Fonte: GGWS, 2016.

Dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), período típico onde eventos ENOS alcançam sua amplitude máxima (LEE e McPHADEN, 2010), vem sendo considerada a fase madura dos extremos do ENOS, porém, para se afirmar com mais precisão o real efeito sobre a SEAS, serão aqui considerados os anos/eventos selecionados (Tabela 2) onde o INO alcançou escala no mínimo moderada.

**Tabela 2 - ENOS separados por categorias (INO – NOAA)**

<b>ENOS</b>	<b>Moderado</b>	<b>Forte</b>	<b>Muito forte</b>
El Niño (EN)	1994-1995, 2002-2003.	1991-1992.	1982-1983, 1997-1998, 2015-2016.
La Niña (LN)	1984-1985, 2017-2018.	1988-1989, 1999-2000, 2007-2008.	-

Fonte: O autor

O índice INO não identifica se os eventos são Canônicos ou Modoki. Para isso, a partir da Tabela 2, utilizou-se o recurso *Plotting & Analysis*” do site ESRL/NOAA, onde era verificado o local de aquecimento ou resfriamento do evento e comparado com a bibliografia que indica os locais típicos de anomalias de TSM para cada um dos tipos de eventos, entre os meses de dezembro e fevereiro. Desta forma, foram classificados os eventos EN Canônico, EN Modoki, LN Canônica e LN Modoki, que são apresentados na seção de resultados.

### 3.3 DADOS

Os eventos ENOS foram classificados de acordo com as anomalias de TSM do Pacífico Equatorial, seguindo o que foi proposto por Ashok *et al.* (2007). Os dados das anomalias de TSM foram obtidos por meio do site do ESRL/NOAA. São resultados de Reanálise ou reconstrução de dados, consequência do agrupamento de várias fontes primárias, tais como satélites meteorológicos, estações de superfície, plataformas de coletas de dados, etc. (LIMBERGER, 2015).

Esses conjuntos de dados são utilizados para estudos que analisam a variabilidade temporal ou espacial de variados fenômenos atmosféricos, tendências, médias, etc., cujos projetos principais são o NCEP/NCAR I e NCEP/DOE, o *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) e também o *Climate Research Unit* (CRU) (LIMBERGER, 2015).

Os dados de anomalia de TSM do Pacífico Equatorial utilizados para a identificação dos eventos ENOS são os da Reanálise NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996), sendo especializados com o auxílio da ferramenta “*Plotting & Analysis*” (esrl.noaa.gov.br).

Após a visualização no próprio site do ESRL/NOAA, foi feito o download dos dados em formato NetCDF e as figuras elaboradas no programa NCL<sup>®</sup> (*NCAR Command Language*), uma linguagem de programação interpretada, especificamente designada para acessar, analisar e visualizar dados ambientais (TEIXEIRA *et al.*, 2011), em especial

meteorológicos, possibilitando uma visão espacializada do fenômeno em questão. O NCL é um software livre.

Esse mesmo processo foi empregado para a geração de mapas de anomalia de precipitação no SEAS para cada evento encontrado, possibilitando a especificação de qual a posição e a intensidade da anomalia de precipitação, para posterior identificação das reais consequências do ENOS no SEAS.

### 3.4 MAPAS DE CORRELAÇÃO LINEAR

Para compreender os padrões de teleconexões entre os fenômenos ENOS e seus resultados no globo, em especial no SEAS, que sofre consequências bem marcadas quando da ocorrência de ENOS, foram elaborados mapas de Correlação Linear. A correlação linear de Pearson ( $r$ ) é uma medida de associação linear entre variáveis (FIGUEIREDO FILHO e SILVA JÚNIOR, 2009), alcançada pela seguinte equação:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum \left( \frac{xi - \bar{X}}{sx} \right) \left( \frac{yi - \bar{Y}}{sy} \right)$$

Esse coeficiente nada mais é do que uma medida da variância compartilhada entre duas variáveis, em um modelo linear que supõe o aumento ou decréscimo de uma unidade na variável X (variação do INO), gerando impacto em Y (anomalias de precipitação), exigindo um compartilhamento de variância e que essa variação seja distribuída linearmente (FIGUEIREDO FILHO e SILVA JÚNIOR, 2009). Ele ( $r$ ) varia de -1 a 1, onde o sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que o escore de uma variável pode ser determinado exatamente ao se saber o escore da outra. Porém, uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis (FIGUEIREDO FILHO e SILVA JÚNIOR, 2009).

A correlação linear entre dados de chuva para o SEAS e o INO foi estabelecida por meio do software NCL. Por meio dele, foram gerados mapas de correlação linear, sendo estes, análises estatísticas que fornecem evidências empíricas da existência de relações de baixa

frequência na troposfera (HSU e LIN, 1992), os quais servirão de base na análise do potencial de teleconexão entre o INO e as anomalias de precipitação no SEAS.

Os mapas de anomalia de precipitação e de correlação linear foram confeccionados com base na defasagem temporal (*Lag*), ou seja, foram levados em consideração os efeitos relacionados aos períodos dos ENOS estudados com influência de no máximo 10 meses do período de ápice, uma vez que pela fluidez da atmosfera, os agentes de transporte das anomalias demoram determinado tempo para leva-las para outras áreas do planeta.

### 3.5 MAPAS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA BAIXA TROPOSFERA

Os ventos que circulam a 250 hPa são importante fator na descrição de um fenômeno de propagação atmosférica como o ENOS uma vez que, pelo baixo atrito que sofrem (GRIMM, 2009), conseguem maior velocidade e potência de interferência nos ventos do SEAS.

Utilizando a ferramenta “*Plotting & Analysis*” do site ESRL/NOAA, mapas de anomalia de vento zonal foram confeccionados, respeitando os 250 hPa, onde anomalias positivas representam predominância de vento a oeste, enquanto anomalias negativas representam ventos a leste.

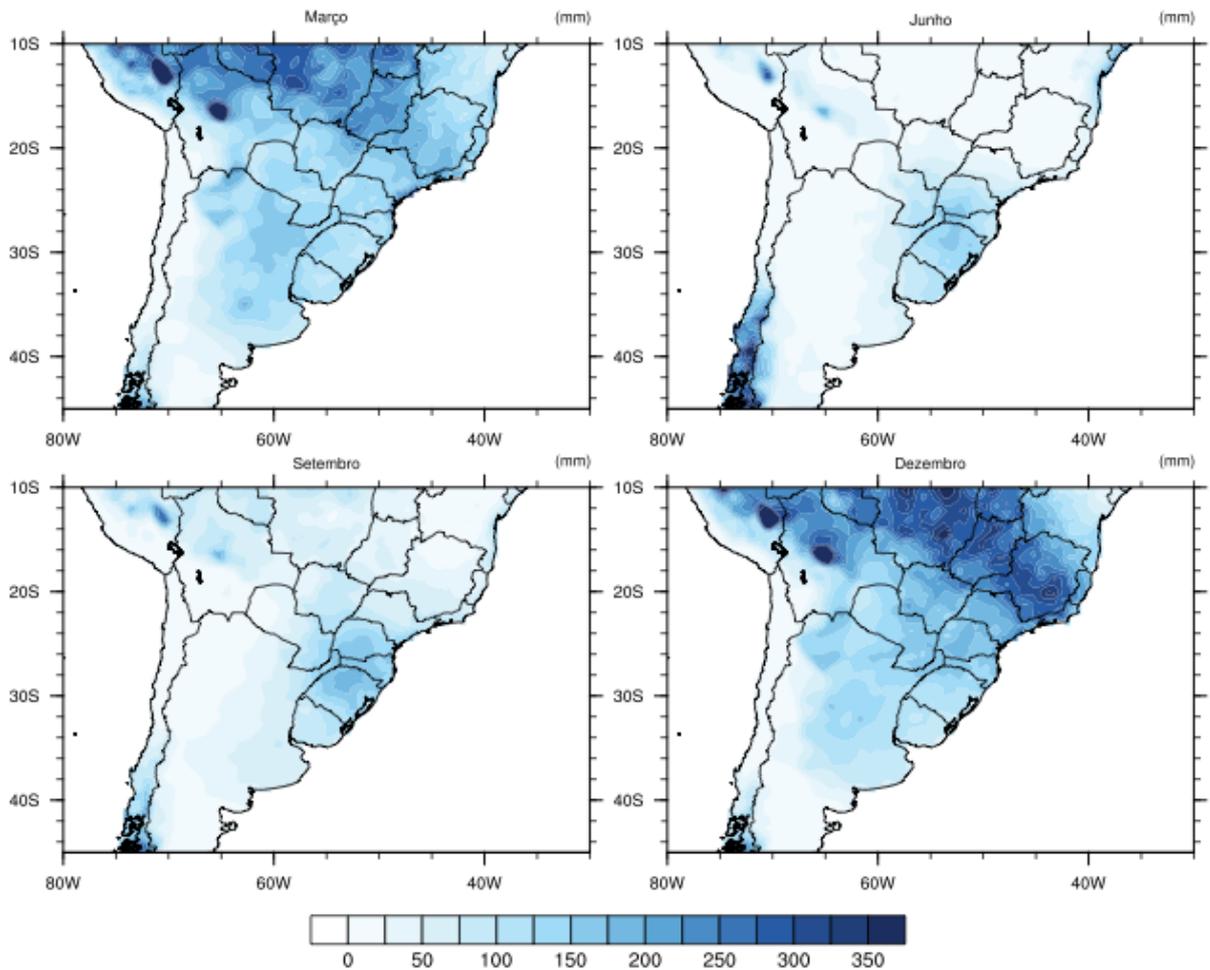
#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O padrão médio da chuva para os meses de março, junho, setembro e dezembro, na área de estudo, para o período de 1980 a 2010 é mostrado na Figura 10. Sua observação possibilita a identificação do padrão de monção da América do Sul (CARVALHO *et al.*, 2010) nos meses de março e dezembro (verão), com valores mensais em janeiro superando os 300 mm na área de atuação da Zona de Convergência Subtropical (ZCAS), no Brasil Central e Sudeste.

Já em junho, esta mesma área apresenta valores abaixo de 50mm mensais. Em setembro a estação chuvosa tem seu início no Brasil Central, porém os valores ainda são abaixo dos 100mm.

Destaca-se a área do sul do Brasil, em junho e setembro, que apresentam os maiores valores de chuva para o Brasil, em torno de 150mm, sendo a área onde há maior atuação das frentes frias que se originam no polo sul.

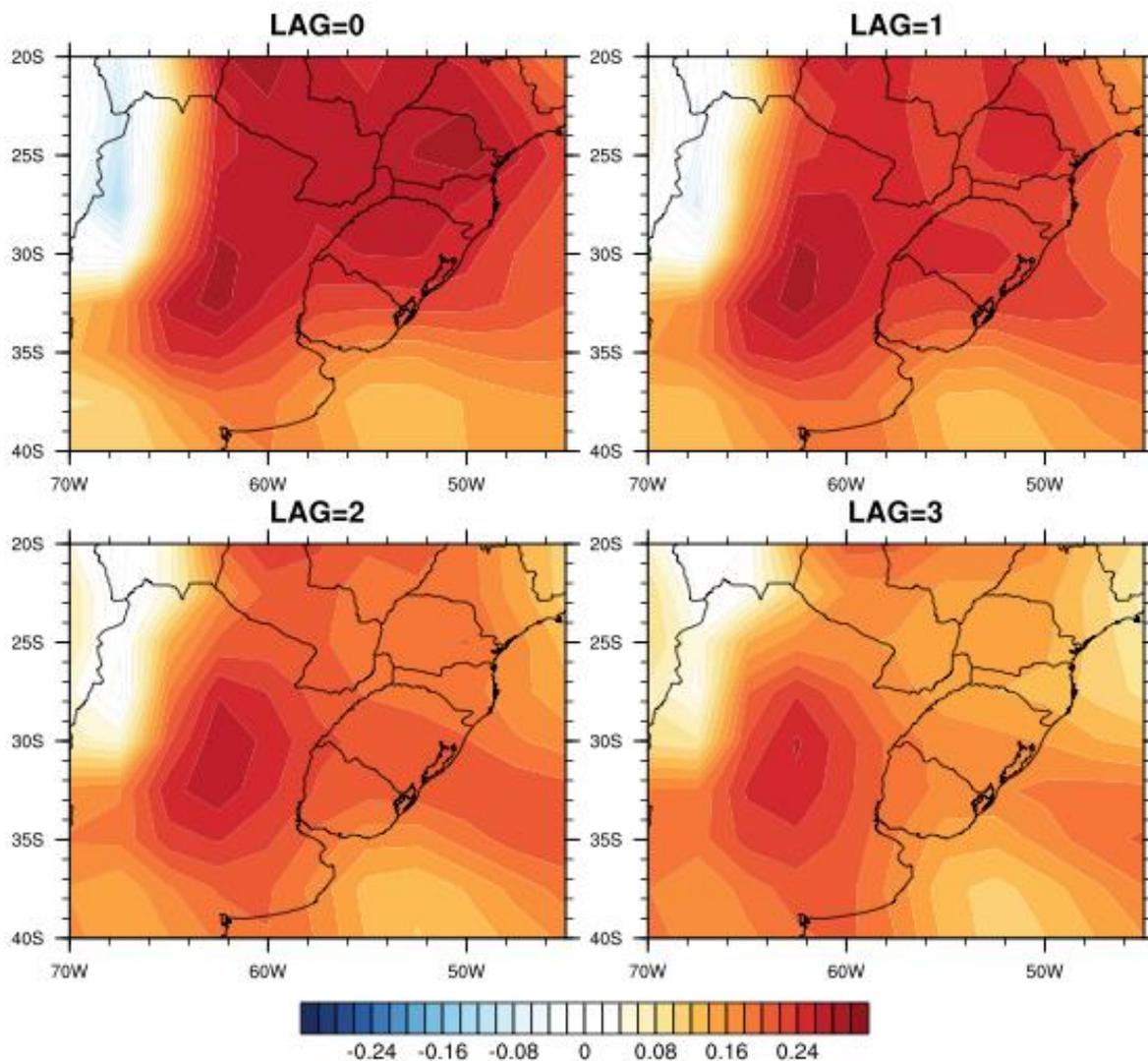
Nessa área, bem como nos territórios vizinhos (Argentina, Paraguai e Uruguai), as chuvas são mais bem distribuídas durante o ano com ausência de estação seca, como é típico do clima Subtropical Úmido da região. A variação do volume de chuvas, principalmente nos meses de inverno (volumes menores), é decorrente dos maiores intervalos entre as passagens de frentes e de sua própria força de barramento de umidade vindas das áreas equatoriais.



**Figura 10** - Chuva média mensal para março, junho, setembro e dezembro entre 1980 a 2010 segundo dados do GPCC.

Fonte: O autor

Ao se fazer a correlação entre o INO e a precipitação total na SEAS no período de estudo (1980 a 2016), observa-se na Figura 11 a correlação linear positiva, conforme já indicado na revisão bibliográfica. Somente no oeste das figuras, na região dos Andes, há uma correlação negativa.



**Figura 11** - Correlação linear de Pearson com LAG=3 entre ION e a Precipitação (GPCC) na SEAS de 1980 a 2016.

Fonte: O autor

Sem a defasagem temporal (*lag* 0) a correlação linear é maior que 0,2, o que, para os dados em análise, é uma correlação forte. Ganham destaque as áreas do centro da Argentina, norte do Paraguai e o nordeste do estado do Paraná. Percebe-se que a área core de correlação linear positiva é entre o centro-norte da Argentina, noroeste do Rio Grande do Sul, oeste de Santa Catarina, oeste do Paraná, sudoeste de São Paulo, sul do Mato Grosso do Sul e boa parte do Paraguai.

Com um mês de defasagem temporal (*lag* 1), ou seja, a chuva à frente um mês com relação à anomalia de TSM registrada pelo ONI, o centro-norte da Argentina apresenta-se como a área com maior valor de correlação linear positiva, o que se mantém até o lag 3, mostrando que o impacto dos eventos ENOS nessa região é persistente, ao passo que,

considerando 2 e 3 meses de defasagem temporal, verifica-se uma diminuição da influência dos eventos ENOS no leste da área de estudo.

Isso permite dizer que conforme há uma variação do INO (tanto positiva quanto negativa) as regiões descritas acima sofreram influência nos volumes de chuvas, demonstrando a ligação estreita entre o Oceano Pacífico em condição de ENOS e o SEAS.

Para compreender como essa condição de ENOS, em seus diferentes tipos, afetam a precipitação no SEAS, foram analisados dados de reanálise e do índice INO. Identificou-se que diversos eventos ENOS ocorreram recentemente, tanto das variantes Canônica quanto Modoki. Cada evento em particular gerou uma resposta na precipitação no SEAS, causada por sua interferência na circulação atmosférica.

A literatura acerca da definição dos anos de ocorrência de cada um é vasta, mas leva-se aqui em conta o que foi definido por Ashok *et al.* (2007), ou seja, quando há um aquecimento (resfriamento) de 1°C sobre o Pacífico Central e ao mesmo tempo de resfriamento (aquecimento) em ambos os lados desta área ao longo do Equador.

Após a identificação de eventos ENOS segundo o índice INO e a visualização das anomalias de TSM usando a ferramenta *Plotting & Analysis* do NOAA, elaborou-se a Tabela 3, onde foram identificados os eventos El Niño Canônico (ENC), El Niño Modoki (ENM), La Niña Canônica (LNC), La Niña Modoki (LNM). A Tabela 3 apresenta os anos classificados de acordo com o supracitado para o período DJF.

**Tabela 3 - ENOS separados por categorias**

<b>ENOS</b>	<b>Anos</b>
El Niño Canônico (ENC)	1982-83, 1997-98, 2015-16.
El Niño Modoki (ENM)	1991-92, 1994-95, 2002-03.
La Niña Canônica (LNC)	1984-85, 1999-00.
La Niña Modoki (LNM)	1988-89, 2007-08, 2017-18.

Fonte: O autor

A análise permite identificar que no período de 38 anos de estudo, o número de eventos Canônicos e Modoki é semelhante, com predominância da fase de aquecimento, a qual aparece mais frequentemente nesse momento. Foram identificados 3 ENC, 3 ENM, 2 LNC e 3 LNM.

Considerando o que outrora fora classificado por autores que se basearam na climatologia a partir da década de 70 (ASHOK *et al.* 2007; YEH *et al.* 2009; KUG *et al.* 2009; YU e KIM, 2012; OLIVEIRA, 2013 e TEDESCHI *et al.* 2013, TEDESCHI, GRIMM e

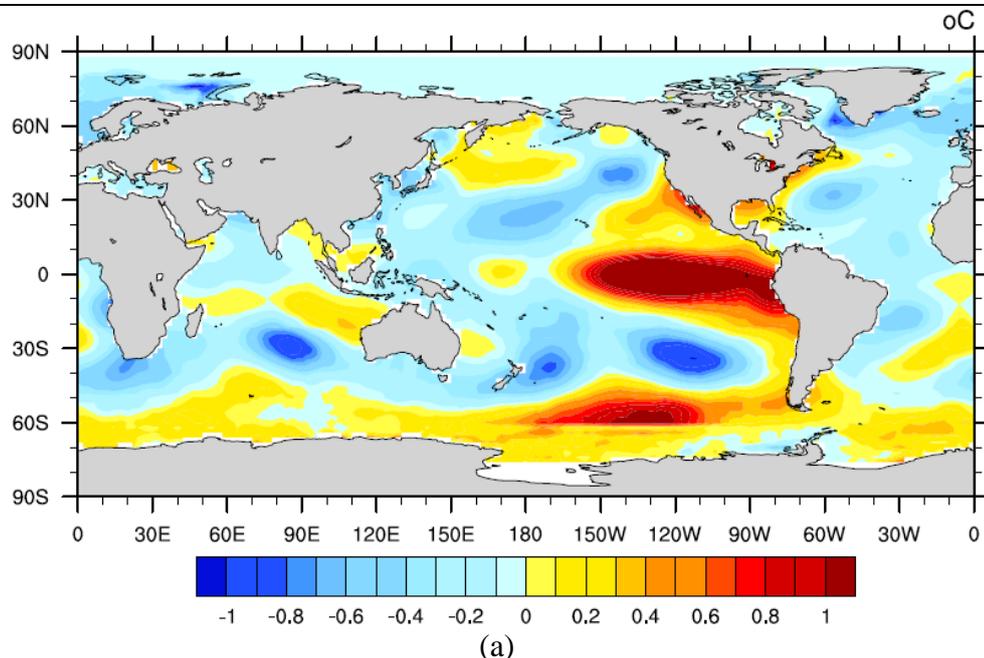
CAVALCANTI, 2016), os eventos aqui classificados em sua maioria tem a mesma classificação, onde somente os mais recentes (2015-16 e 2017-18) ainda carecem de maiores comprovações.

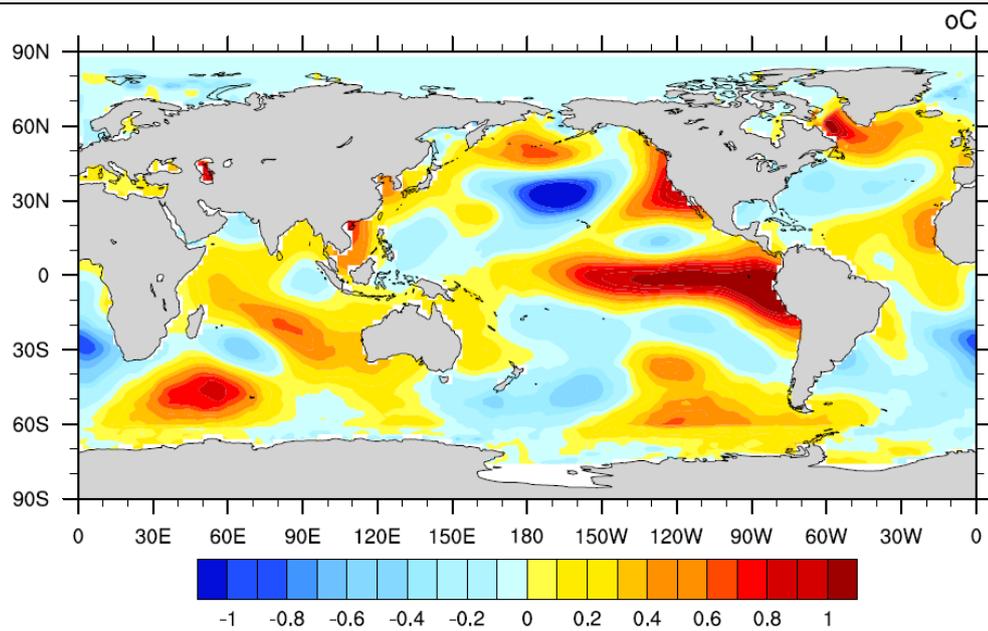
A seguir, passa-se a analisar separadamente a relação entre chuva e os tipos de eventos ENOS.

#### 4.1 EL NIÑO CANÔNICO

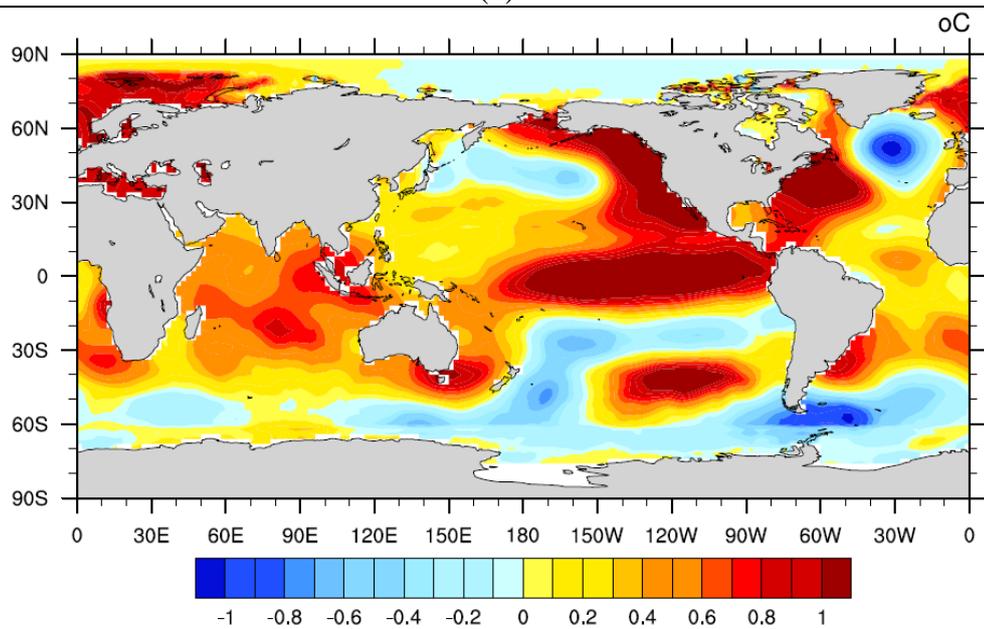
Os eventos ENOS têm a tendência de elevação da precipitação durante o verão do SEAS na fase de aquecimento (EN), derivado do aumento da evaporação da água do mar na região do Pacífico central e do deslocamento da célula de Walker, além do deslocamento do jato subtropical e dos ventos de baixos níveis que em alguns episódios também ocorreram.

Essa premissa corresponde a classificação de ENC, com o máximo de aquecimento da TSM se propagando para a costa do Peru, como visto na Figura 4. Para esta pesquisa, foram classificados como eventos ENC os anos de 1982-83, 1997-98 e 2015-16, conforme figura 12.





(b)



(c)

**Figura 12** - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982 a 1983, (b) 1997 a 1998 e (c) 2015 a 2016. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

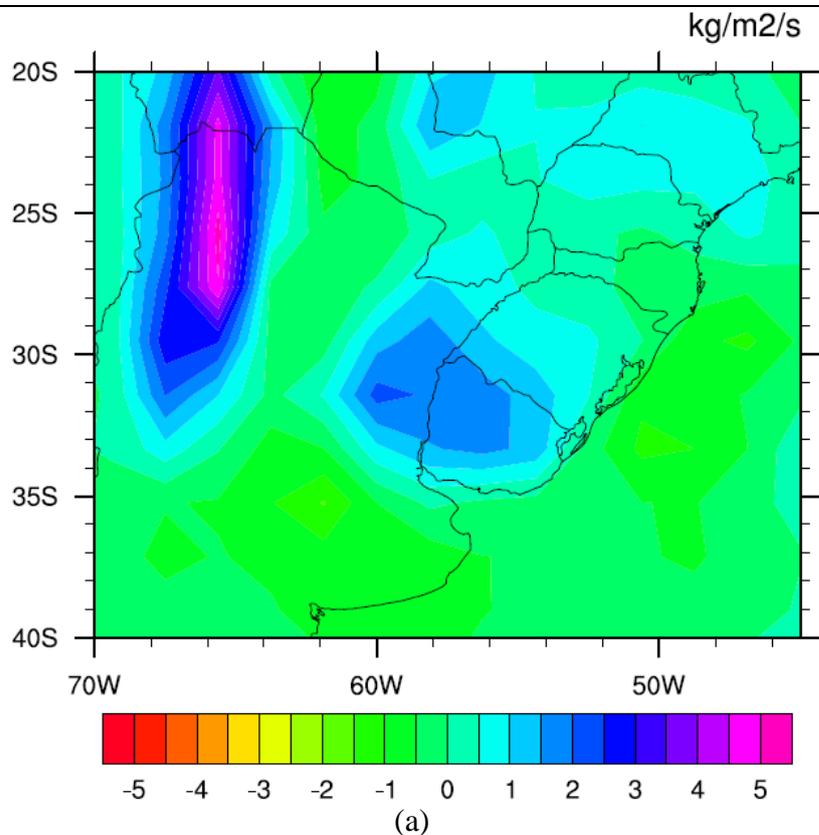
Fonte: NOAA

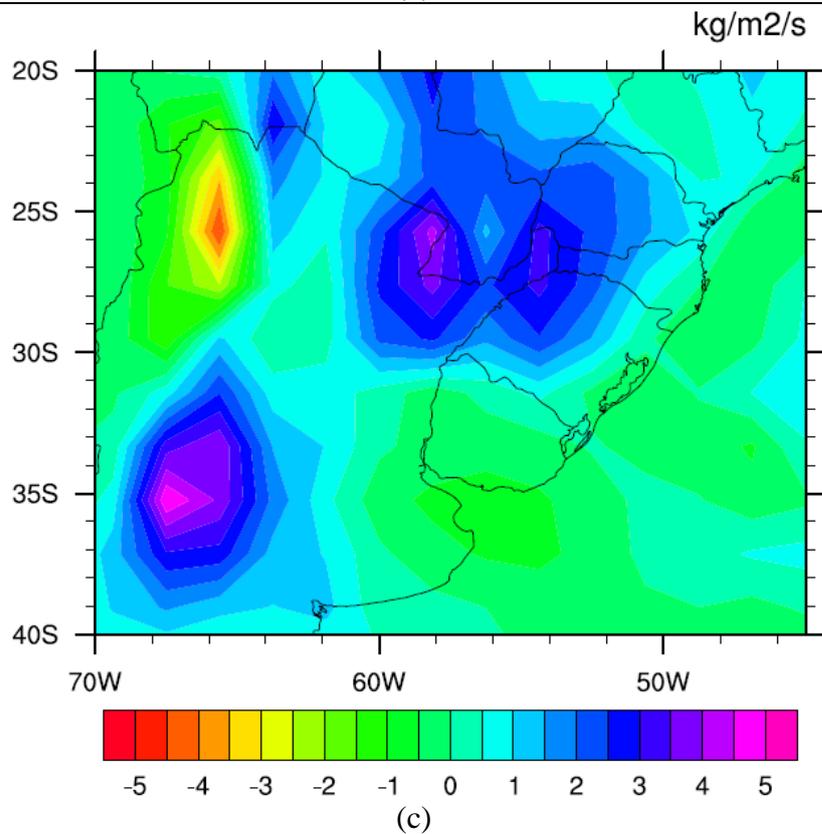
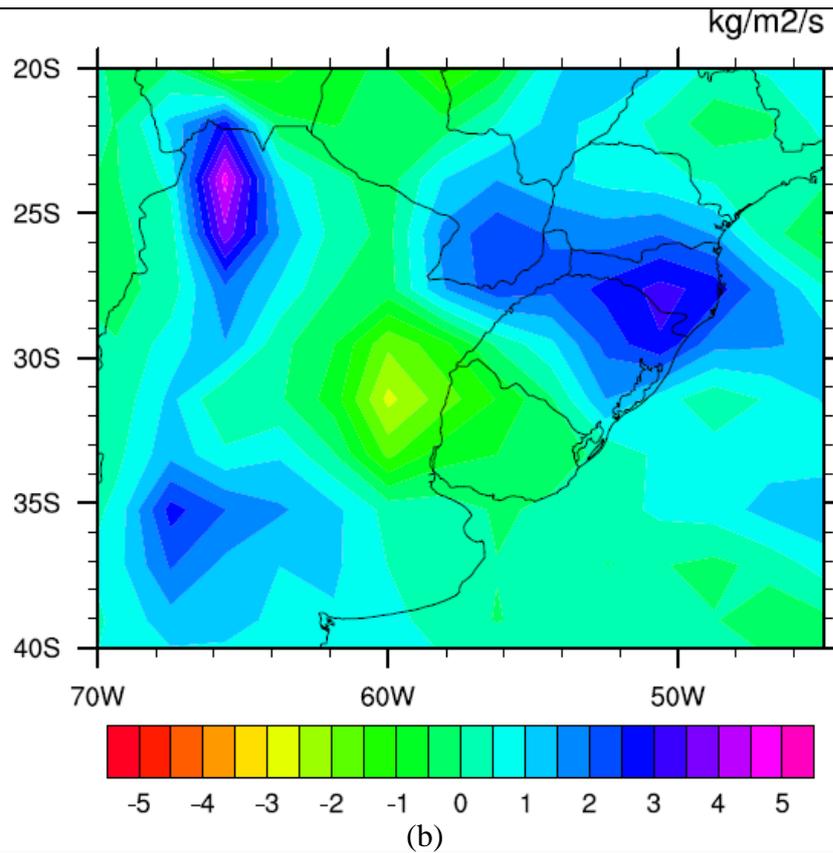
O evento 1982-83 apresenta anomalia positiva de TSM justamente na região dos Niños e fica bem evidente o chamado padrão “ferradura” (CAYAN *et al.*, 2001), com anomalias negativas no Pacífico, que é uma das características do El Niño e mostra sua associação com outras anomalias de TSM, tais como a *Pacific Decadal Oscillation* (PDO). Verifica-se neste evento anomalias negativas de TSM também no Atlântico, com destaque para a área adjacente ao Nordeste brasileiro, área mais próxima à área de estudos.

O evento de 1997-98 (Figura 12b) apresenta o maior aquecimento junto à costa do Peru e o padrão de ferradura não fica tão evidente quanto em 1982-83. O Atlântico apresenta padrão diferente, sem anomalias na região tropical, porém com anomalia negativa na região próxima à foz do rio da Prata.

O evento de 2015-16 apresenta um padrão de grandes proporções deslocado para o centro do Pacífico, porém ainda é classificado como Canônico pela sua extensão alcançar a costa do Equador e do Peru. Esse evento chegou a ser classificado por Pereira, Reboita e Ambrizzi (2017) como um evento Mix, já que teve um padrão de desenvolvimento que evoluiu para um Modoki, mas para o período analisado nesta pesquisa (DJF), ele ainda não havia caracterizado um evento Mix, mantendo a configuração de Canônico. Destaque se dá às anomalias positivas de TSM que se expandem para o Pacífico Norte e o Atlântico, assim como para a região do Ártico e do Pacífico Sul.

Na Figura 13 apresentam-se as anomalias de precipitação para os períodos destacados como ENC. Nela é possível perceber que as anomalias de precipitação são predominantemente positivas, mas que há uma variabilidade espacial entre os eventos.





---

**Figura 13** - Anomalia de precipitação (kg/m<sup>2</sup>/s) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982-83, (b) 1997-98 e (c) 2015-16.

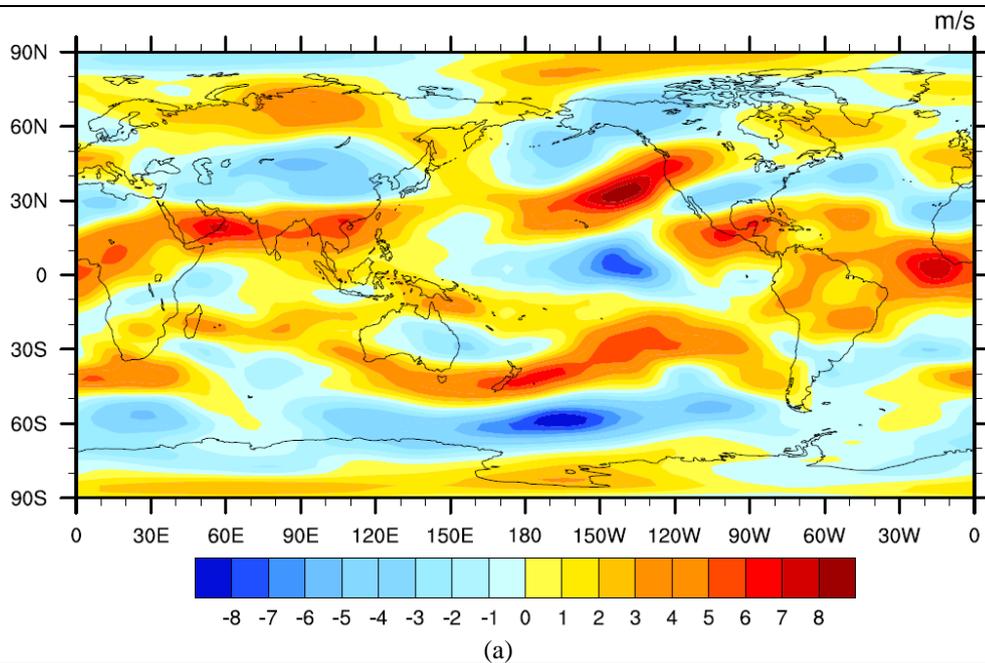
Fonte: NOAA

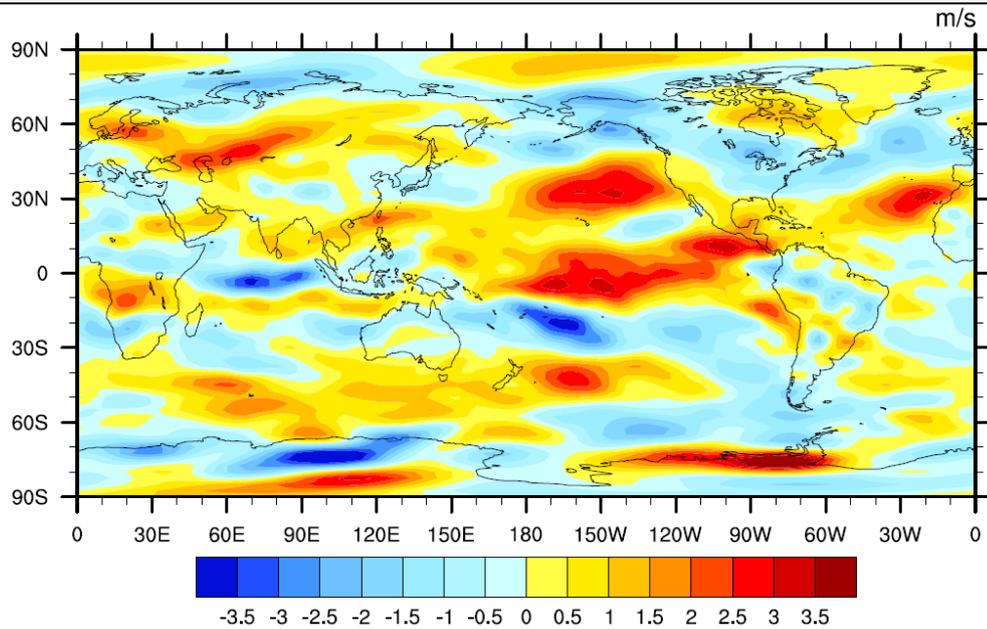
Para o evento de 1982-83 (Figura 13a), as anomalias positivas mais proeminentes são identificadas no norte da Argentina e seu limite com a Bolívia. Outra área em destaque é o oeste do Rio Grande do Sul, além do norte do Paraná e sul de São Paulo. São identificadas também áreas com anomalias negativas de precipitação, sendo a região leste da Argentina (incluindo a foz do rio da Prata) e uma porção do Atlântico adjacente ao litoral do Rio Grande do Sul.

Em 1997-98 (Figura 13b), as anomalias positivas se concentram no nordeste e centro da Argentina, sul do Paraguai e do Brasil (especialmente no nordeste do Rio Grande do Sul e o estado de Santa Catarina), aparecendo a anomalia negativa nas províncias de Entre Rios e Santa Fé na Argentina e no Oeste do Uruguai.

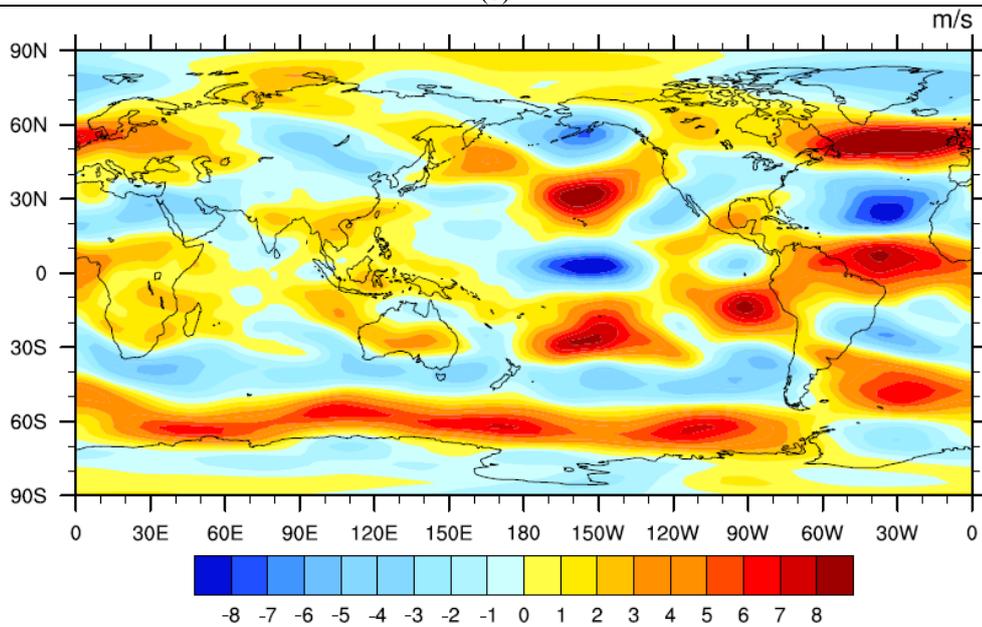
Durante o evento de 2015-16 (Figura 13c) o cenário é oposto, pois as anomalias positivas se deram nas proximidades da Foz do Rio Paraguai, na calha do rio Paraná e no centro da Argentina, enquanto que no noroeste deste país a anomalia foi negativa.

Para procurar entender a circulação atmosférica durante os eventos é apresentada a figura 14 com as anomalias da componente zonal do vento.





(b)



(c)

**Figura 14** - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1982-83, (b) 1997-98 e (c) 2015-16.

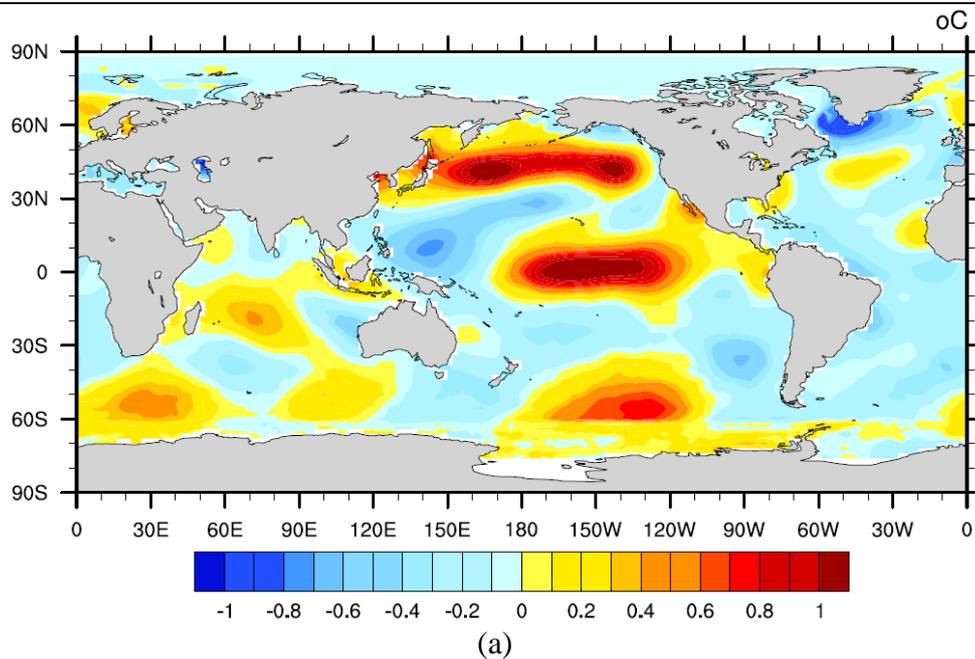
Fonte: NOAA

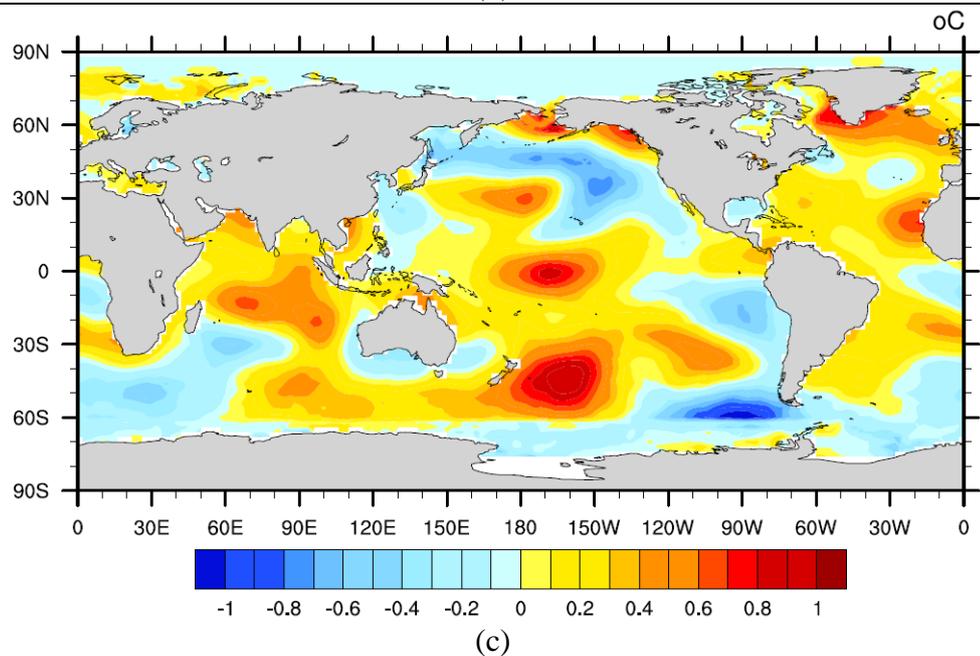
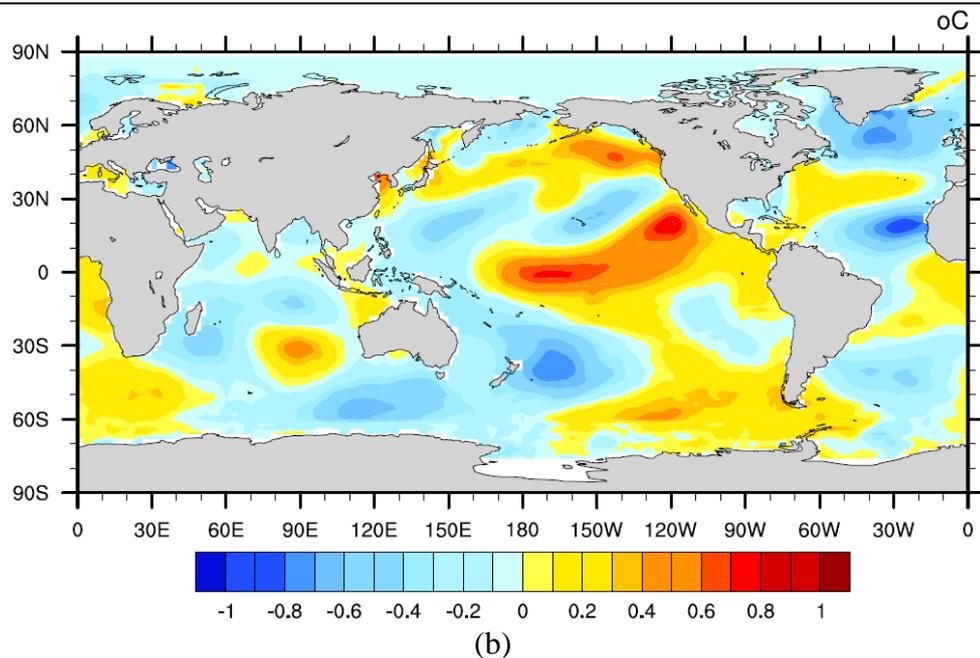
A figura 14 apresenta então padrões diferentes de PSA em “b” e “c” em relação ao “a”, pois neste último o trem de onda passa no extremo sul da AS, e ao mesmo tempo ventos de oeste sopram sobre o SEAS, visto que o contrário acontece nos outros dois anos. Isso pode significar que para o ENC de 1982/83 a precipitação sofreu também influência da umidade vinda do Atlântico, explicando a maior concentração da anomalia de precipitação na região do litoral do sul do Brasil.

Em “b” e “c” o jato subtropical deslocou-se exatamente sobre o SEAS, significando um incremento de umidade na região e por consequência a precipitação acima da média. Esse corredor de umidade proporciona que a umidade vinda da Amazônia penetre mais ao sul da AS, daí o incremento de umidade, padrão esse demonstrado por Silva e Ambrizzi, 2006.

#### 4.2 EL NIÑO MODOKI

O El Niño Modoki é caracterizado pela anomalia positiva de TSM concentrada no centro da porção equatorial do Oceano Pacífico, como evidencia a Figura 15, ladeados por anomalias negativas de TSM (ASHOK, 2007), sendo que nos anos representados e documentados como EN o precursor aquecimento não alcançou a costa peruana, identificando como eventos ENM os anos de 1991-92, 1994-95 e 2002-03 (Figura 15 a, b e c, respectivamente).

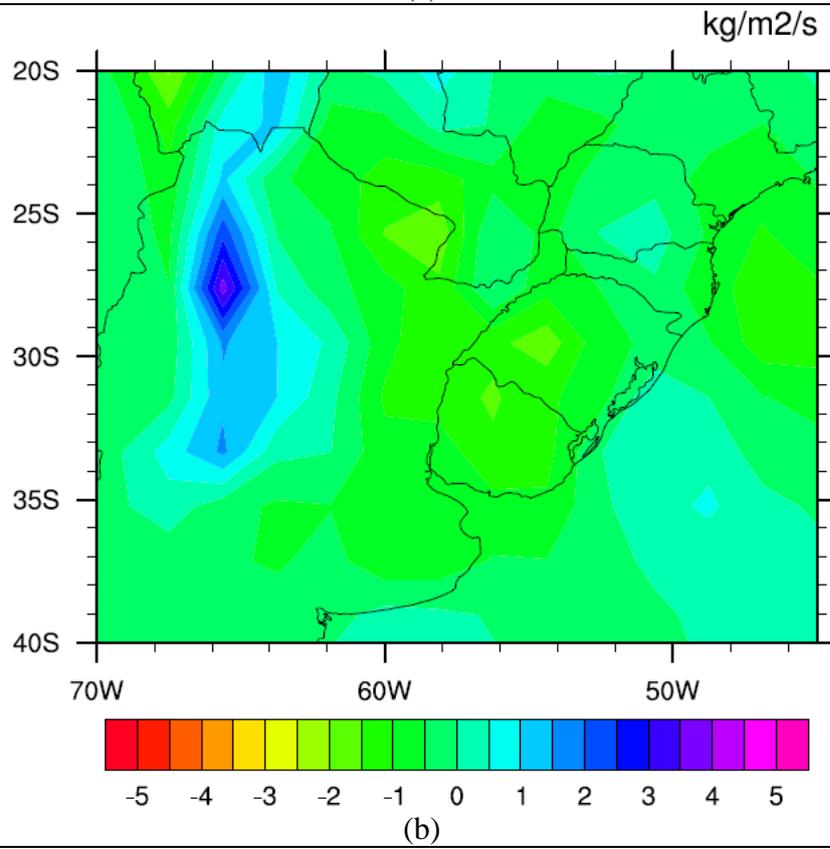
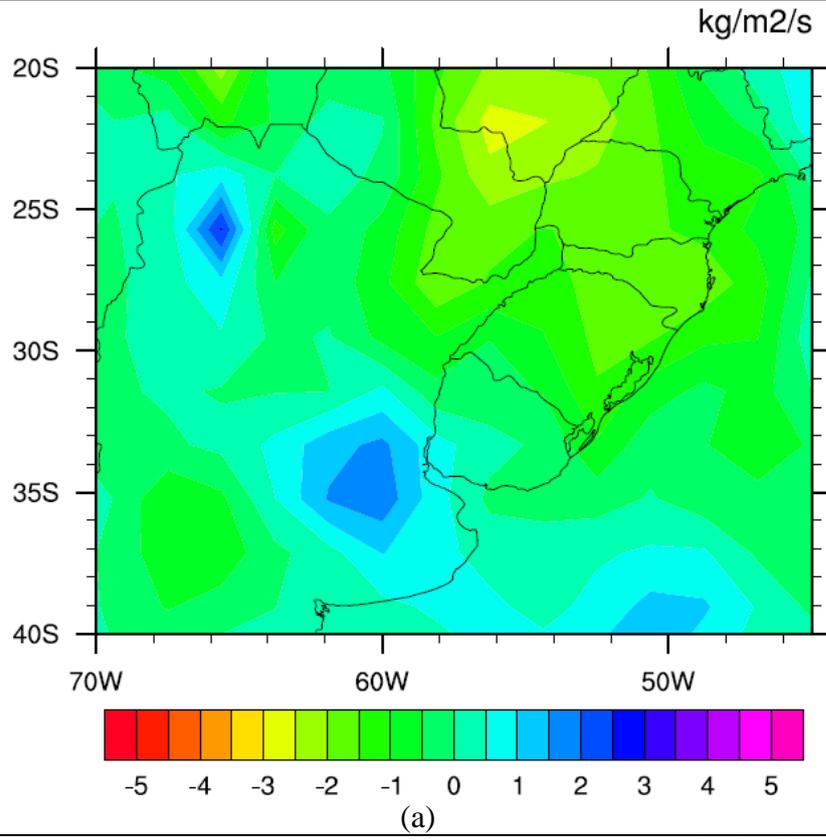


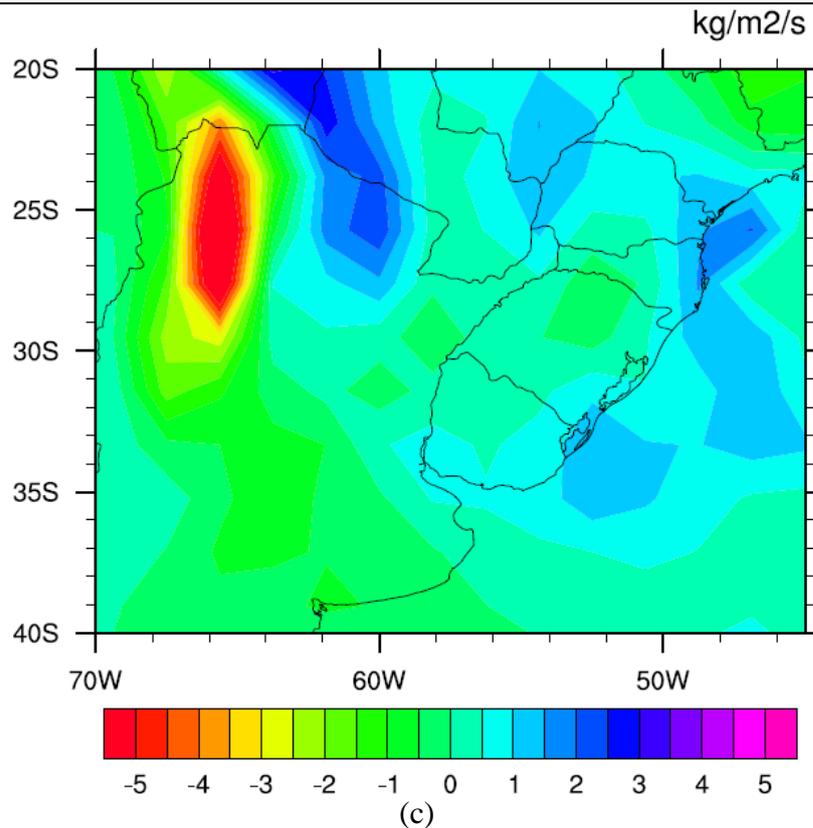


**Figura 15** - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003.

Fonte: NOAA

Em relação aos seus efeitos na precipitação, a figura 16 evidencia a imprevisibilidade de eventos desse tipo, pois em “a” a anomalia positiva de chuvas só se dá no leste e noroeste argentino, enquanto que no centro do país, sul da Bolívia e em todo o nordeste do SEAS a anomalia é negativa.

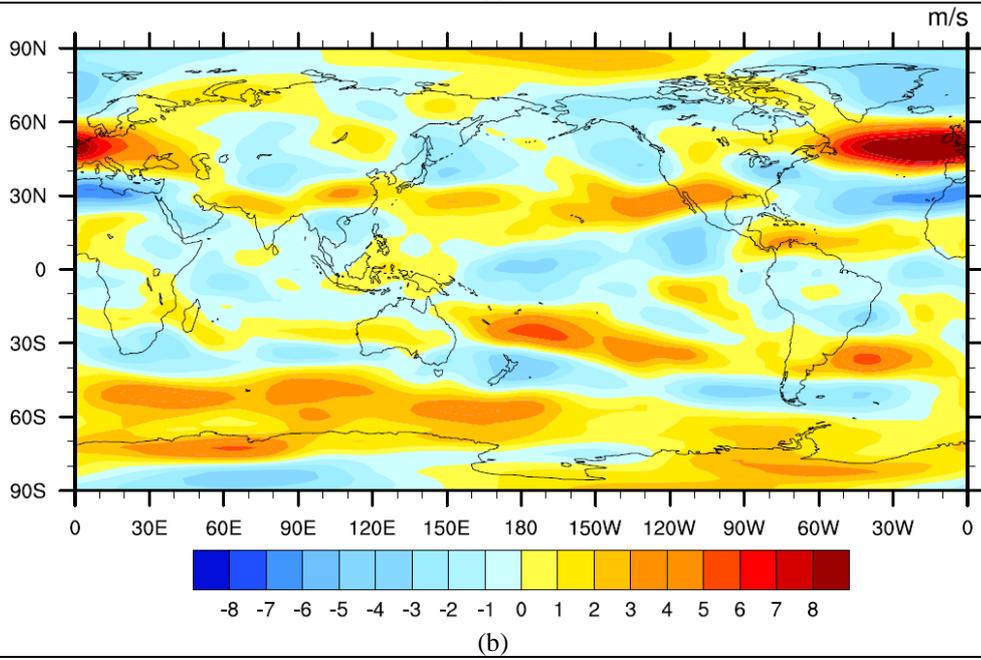
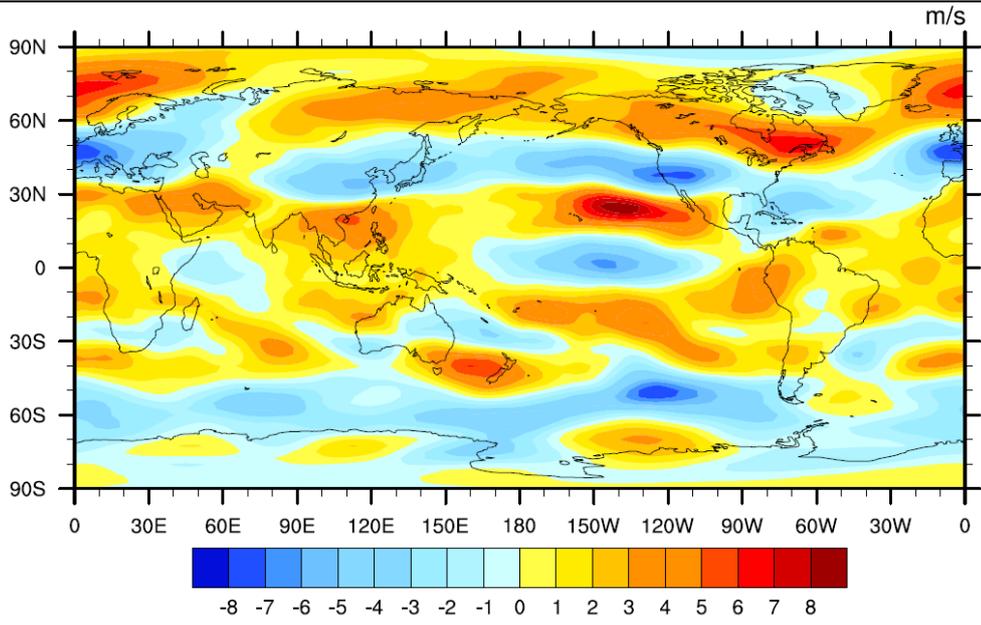


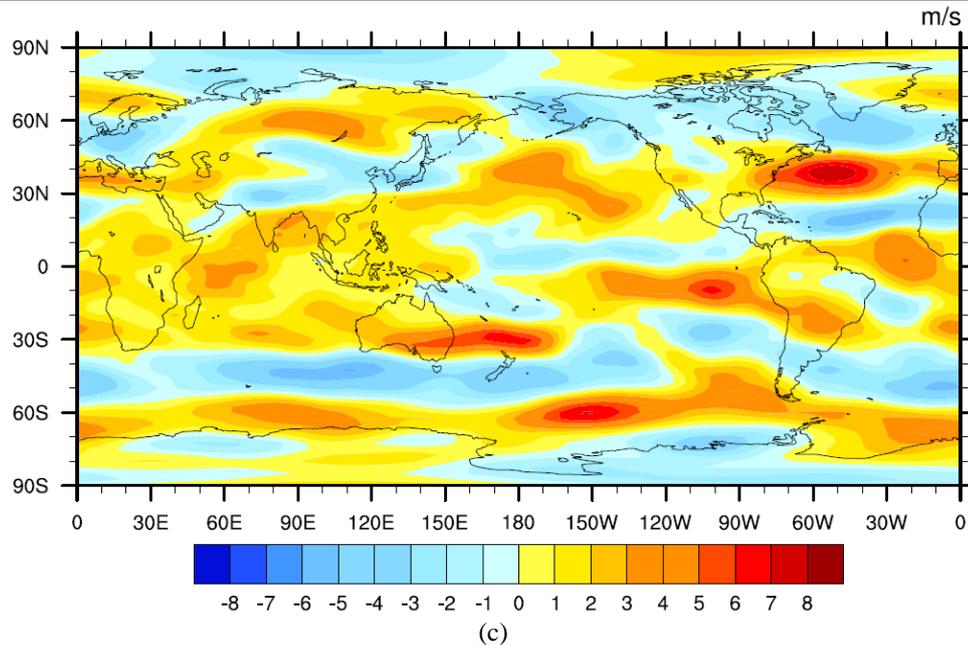


**Figura 16** - Anomalia de precipitação ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003.  
 Fonte: NOAA

Em “b” o cenário se divide em anomalias positivas no noroeste da Argentina e negativas no centro do SEAS, enquanto em “c” o que predomina é a anomalia negativa no noroeste supracitado, com anomalias positivas difusas no Mato Grosso do Sul, entre o litoral paranaense e catarinense, Boqueron no Paraguai e Chaco argentino.

Já o padrão PSA acabou sendo muito alterado nos ENM (figura 17), pois o jato de baixos níveis nos três anos estudados foi pouco intenso sobre a região do SEAS, tendo seu cavado registrado sobre o Pacífico Sul (a e b), ao invés de estar sobre os Andes, como nos anos de ENC. Em “c”, o jato acabou deslocado para a região central da AS, formando bloqueio atmosférico (OLIVEIRA, 2013) que barrou as massas de ar sobre o sul do Brasil, gerando anomalia positiva de precipitação, porém negativa na região leste dos Andes, por não trazer a umidade do Pacífico.





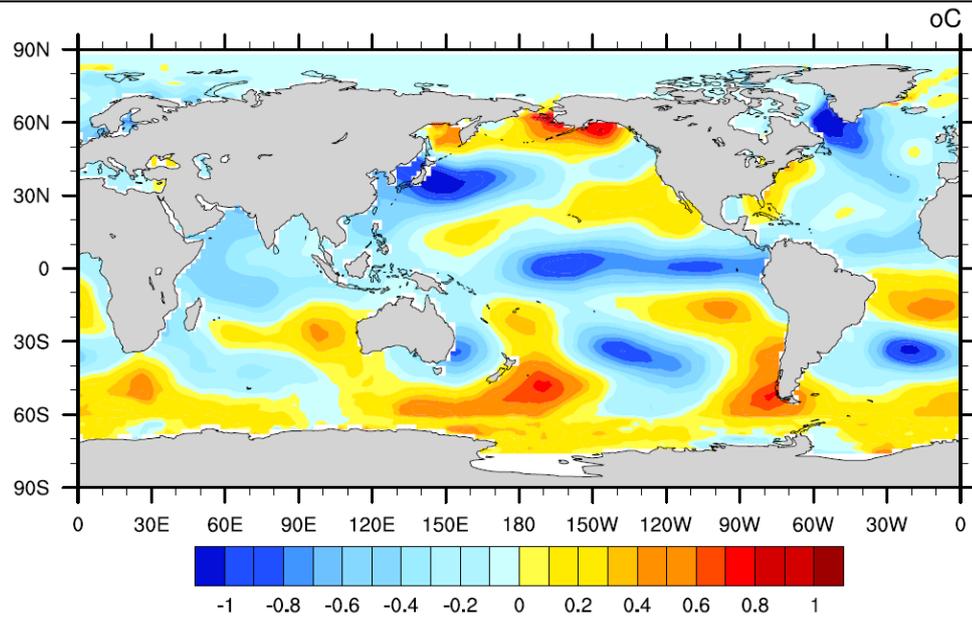
**Figura 17** - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1991 a 1992; (b) 1994 a 1995; (c) 2002 a 2003.  
 Fonte: NOAA

Nos casos de “a” e “b” o jato até se deslocou para o SEAS, porém não foi suficiente para levar umidade por dois motivos. O primeiro é que o próprio ENM é mais fraco (OLIVEIRA, 2013), não resultando em grande evaporação no PC, o que foi suficiente para a precipitação no leste dos Andes, porém barrou a entrada da massa Polar Atlântica, fazendo com que o norte do SEAS passasse por um período de seca.

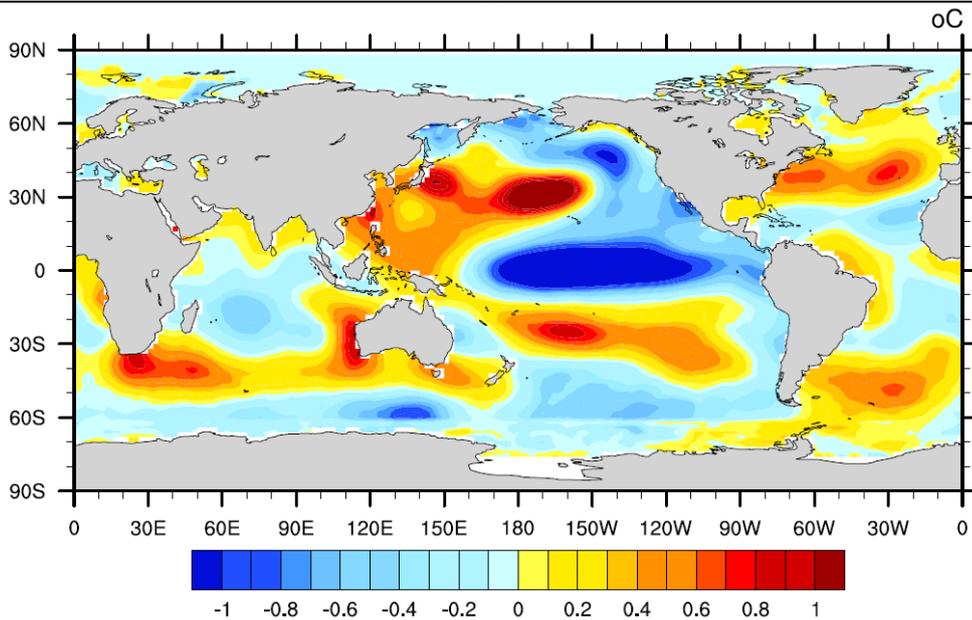
#### 4.3 LA NIÑA CANÔNICA

Uma LNC é caracterizada pelo oposto do EN, pois há o resfriamento das águas do Pacífico central com sua propagação alcançando a ressurgência da costa peruana, diminuindo a quantidade de umidade disponível na região (TEDESCHI, 2003).

Observando o padrão de anomalia de TSM do período de estudo, encaixam nessa definição de LNC os eventos de 1984-85 e 1999-2000 (figura 18), os quais apresentaram anomalias negativas de até 1°C.



(a)

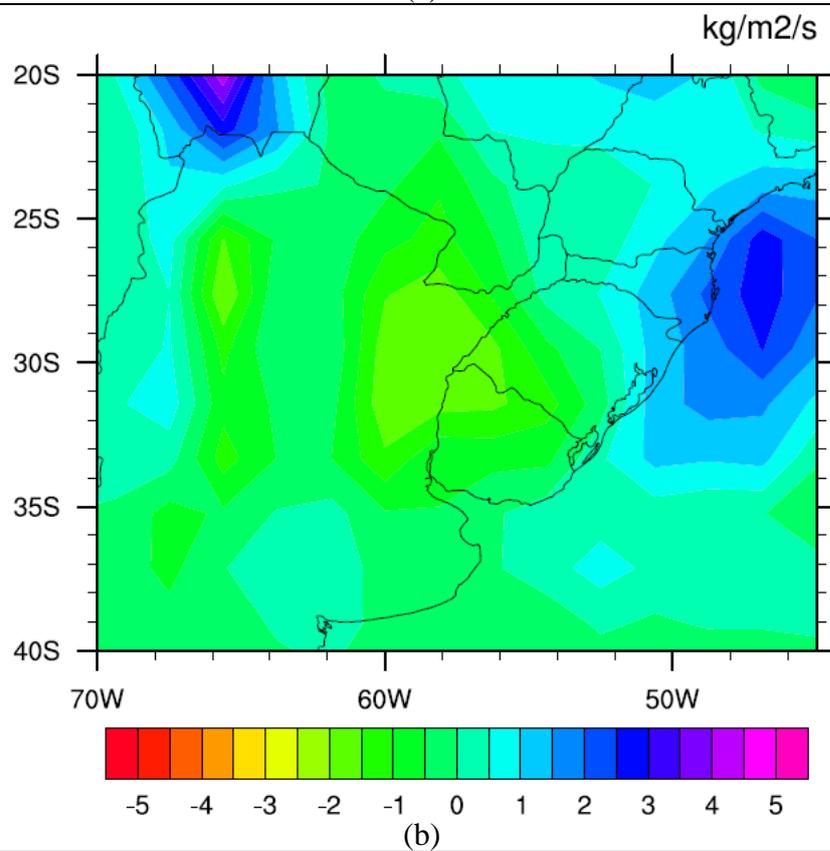
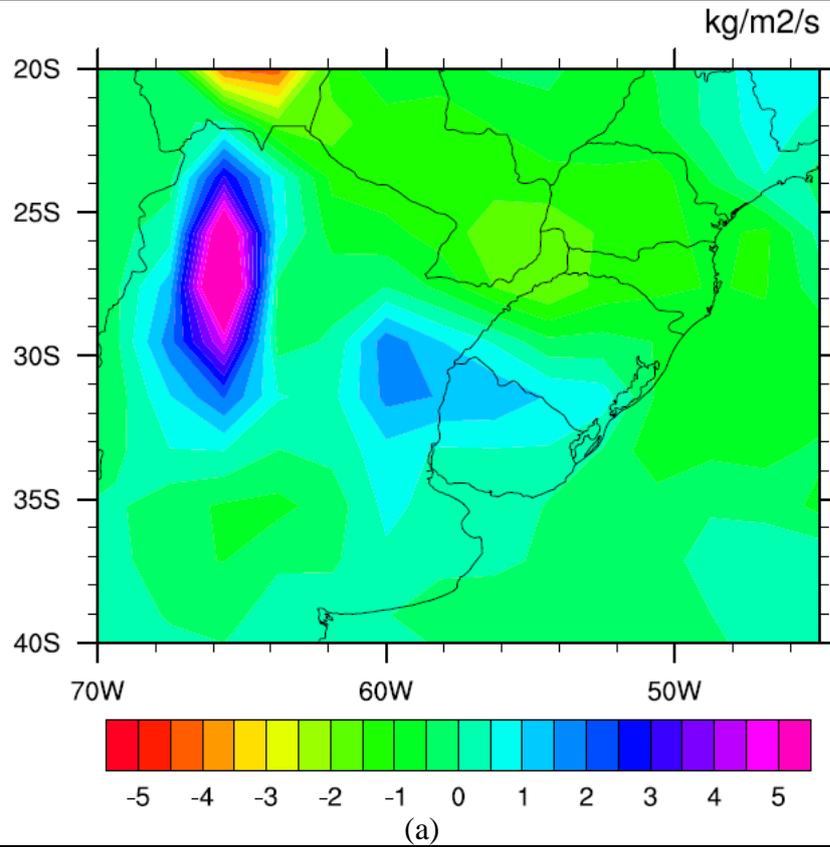


(b)

**Figura 18** - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000.

Fonte: NOAA

Ao se observar a decorrente anomalia na precipitação do SEAS na Figura 19, percebe-se que os anos comparados foram atingidos de maneiras diferentes pela LNC.



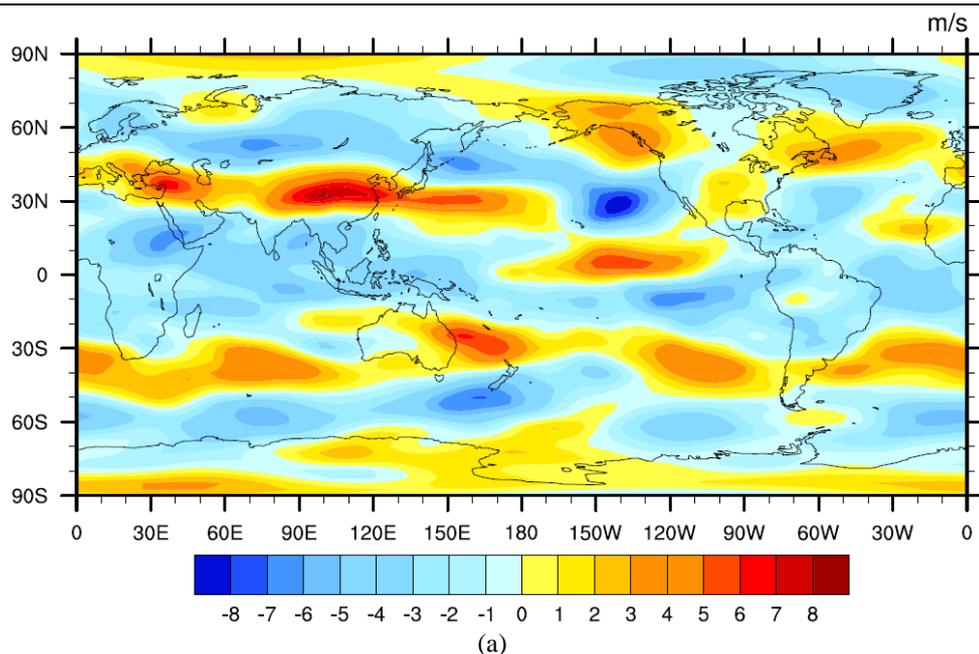
**Figura 19** - Anomalia de precipitação (kg/m<sup>2</sup>/s) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000.

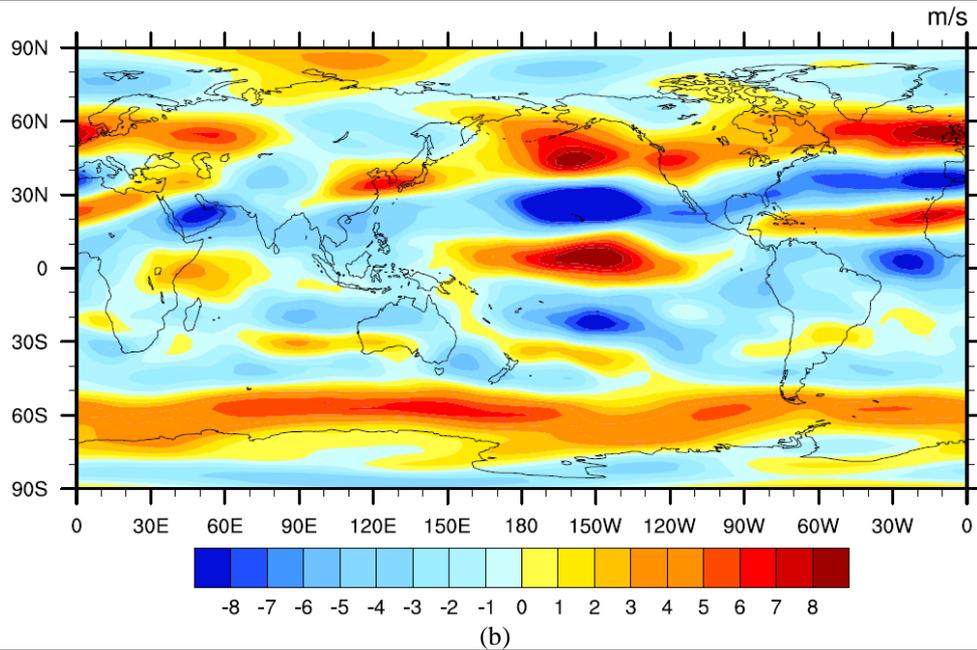
Fonte: NOAA

Em “a”, a anomalia negativa esperada só acontece no Paraguai, Santa Catarina, sul do Paraná, norte riograndense e sul boliviano, enquanto que em Salta, Santa Fé e Entre Rios (leste da Argentina), norte do Uruguai e sul do Rio Grande do Sul a anomalia foi positiva.

Em “b”, mesmo que em ambos os casos as LN ocorreram logo após EN considerados muito fortes, se comportou de maneira inversa, com as anomalias negativas esperadas ocorrendo no centro e leste do SEAS, mas no oeste e norte da região a anomalia foi positiva.

Considerando essas informações, mais os padrões de anomalias de TSM que interferem na disponibilidade de umidade e as anomalias nos ventos (Figura 20), é possível identificar que mesmo no verão a LNC interfere na atmosfera e acarreta seca (PENALBA e RIVERA, 2016) em áreas distintas do SEAS, uma vez que estudos sobre essa sistemática se debruçam, normalmente, sobre o inverno (junho, julho e agosto), onde sua força de interferência é maior, segundo Grimm (2004).





**Figura 20** - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1984 a 1985; (b) 1999 a 2000.  
 Fonte: NOAA

Segundo a Figura 20, durante o período dos verões de LNC, a seca constatada é corroborada pela forte presença dos ventos de leste, que barram a entrada de umidade da Amazônia, sendo a área sul ocupada pelos ventos de oeste, que deslocam a passagem da massa Polar Atlântica carregada de umidade para o oceano Atlântico.

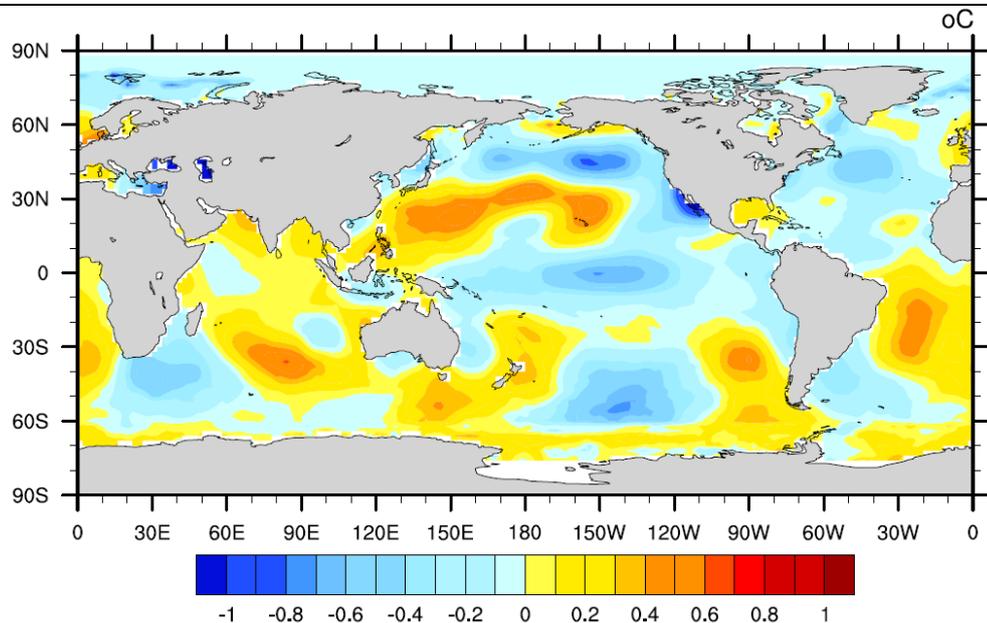
Nota-se que a seca não foi generalizada, mas sim concentrada em uma área específica para cada ano e, nesse cenário, o papel do jato subtropical acabou sendo diferente nos dois casos. Em “a”, ele trouxe alguma umidade para o centro da Argentina, que teve chuvas acima da média, enquanto em “b” a mesma região passou por um período de seca, onde o bloqueio atmosférico foi causado pelos ventos de oeste que ali se instalaram.

No caso da região norte do SEAS, em “a” o período de seca pode ter sido causado pelos ventos de oeste que cruzaram essa área, deslocados quando os alísios se fortaleceram e instalaram uma LN, impedindo a umidade de chegar a esse ponto. Em “b”, o mesmo vento de oeste acabou carregando a umidade do Atlântico para esse ponto, provocando a anomalia positiva de precipitação ao invés da seca.

#### 4.4 LA NIÑA MODOKI

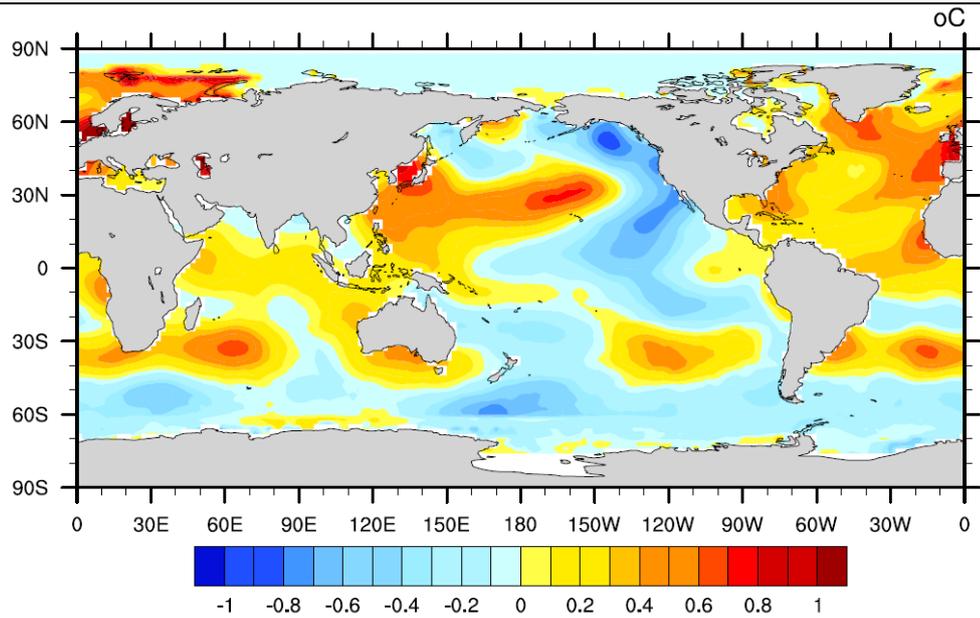
No caso da LNM, o que se tem é a anomalia negativa de TSM limitada ao centro do Oceano Pacífico (KAYANO *et al.*, 2016). Na fase de resfriamento marcada nessa área, não existem episódios de ressurgência característica na costa oeste da região equatorial da América.

As anomalias de TSM também não seguem um determinado padrão, pois cada evento classificado como LNM, 1988-89, 2007-08 e 2017-2018, apresentou (figura 21) a anomalia de forma diferente.

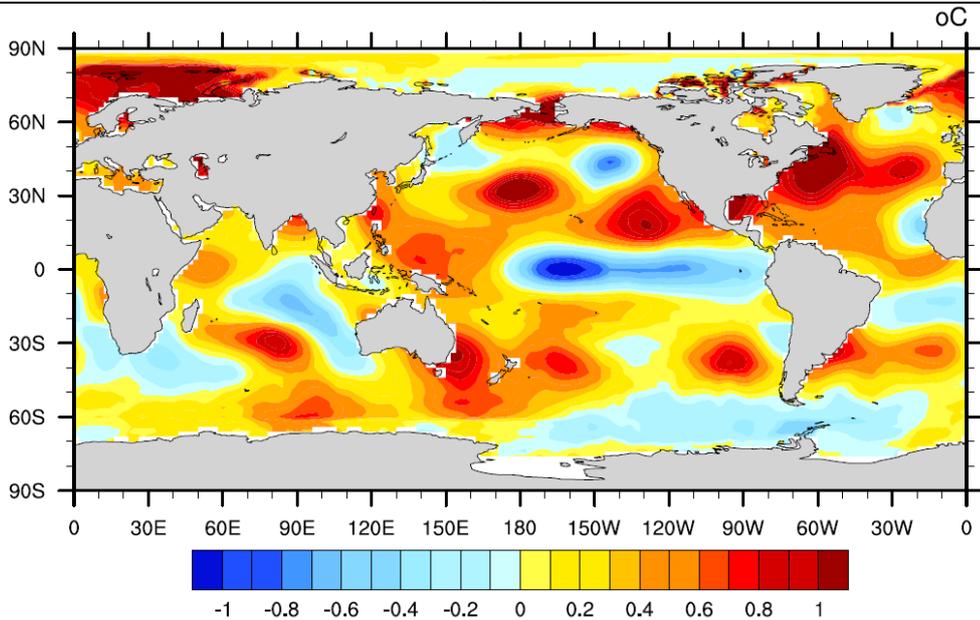


(a)

---



(b)



(c)

**Figura 21** - Anomalias de TSM (°C) global para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008 e (c) 2017 a 2018.

Fonte: NOAA

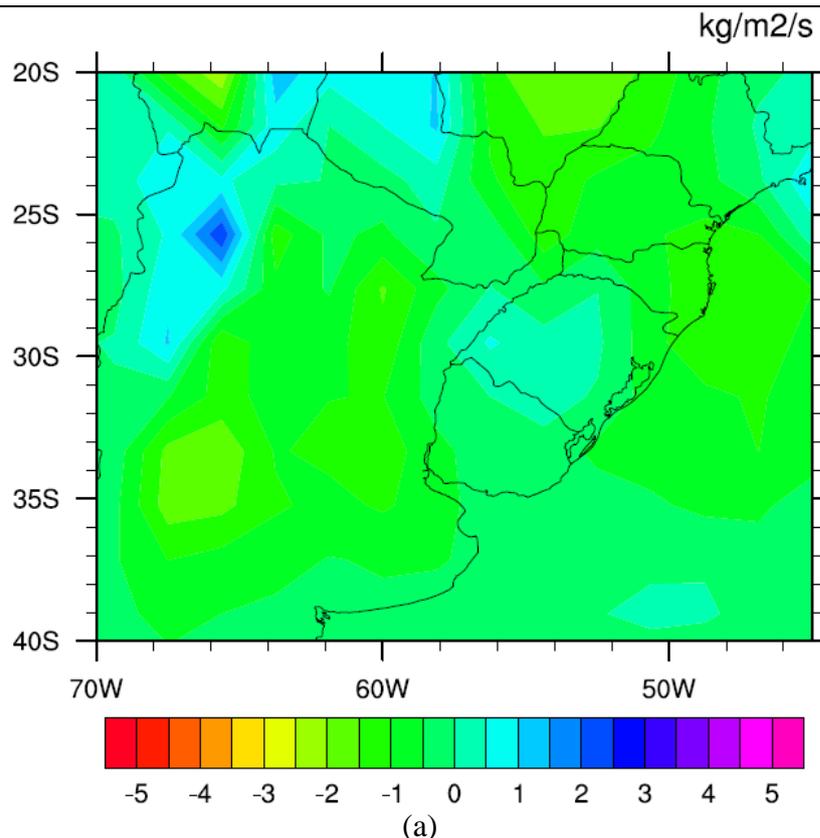
A anomalia de TSM em “a” foi a que mais se aproximou de uma LNM descrita na literatura, como o padrão bem definido no Pacífico Central, acompanhada de anomalias negativas também em Niño 1+2 e na costa atlântica, do sul do Brasil a foz do Prata, entre Uruguai e Argentina.

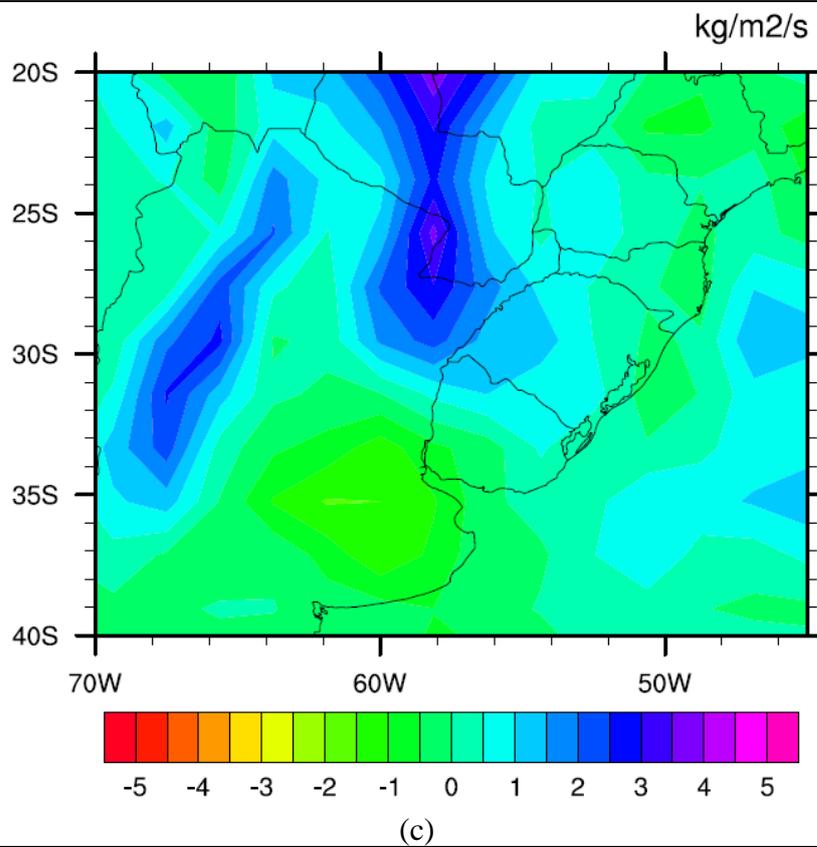
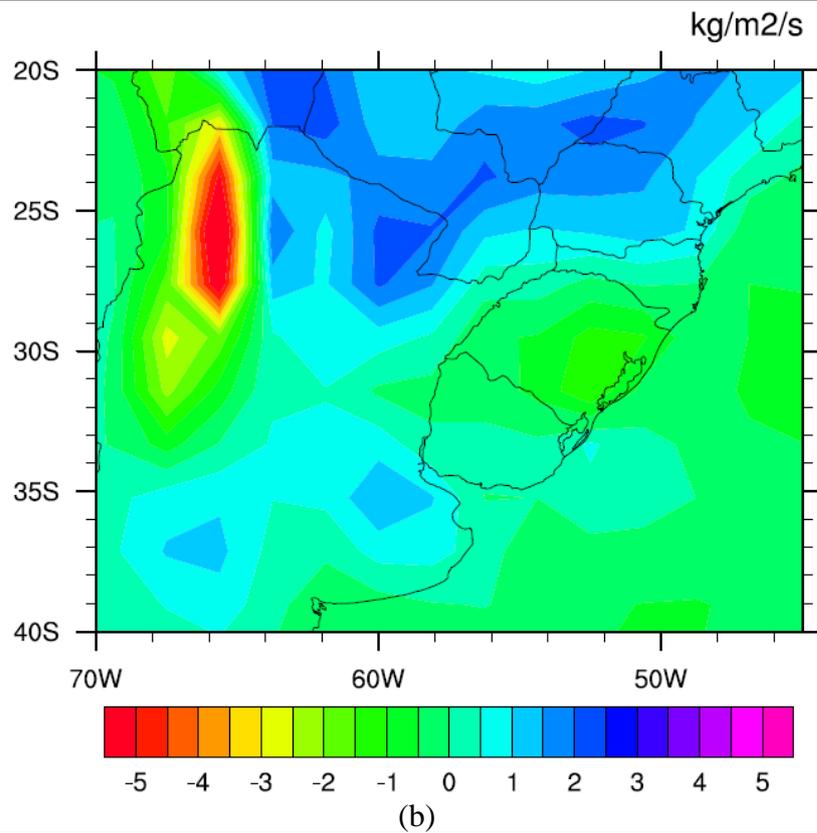
Em “b”, a anomalia parece ter se acoplado à PDO e feito parte de um “padrão ferradura” que se estendeu do Alaska (EUA) até a costa do Chile, ao mesmo tempo em que a

costa no Sul da AS estava sob influência de anomalia positiva do Atlântico. O Atlântico Tropical e também o Atlântico Norte apresentavam anomalias positivas de TSM durante esse evento ENOS.

Com um padrão de anomalia de TSM mais próximo de uma LNC, o evento “c” vem acompanhado de grande anomalia positiva da TSM no Pacífico sul, próximo à costa do Chile, e no sul da AS, na costa do Atlântico. É neste evento, no entanto, que é registrado, no Pacífico Central, os maiores valores de anomalia negativa de TSM para os três analisados, maiores do que 1°C.

Em relação a sua influência na precipitação do SEAS (Figura 22), as LNM parecem não representar um fator preponderante, visto que a influência do oceano Atlântico parece ser forte nesses anos, pois há maior possibilidade de evaporação nessa área, já que a TSM deste oceano na altura da costa do sul do Brasil é mais elevada do que na costa oeste da AS, banhada pelo pacífico.





---

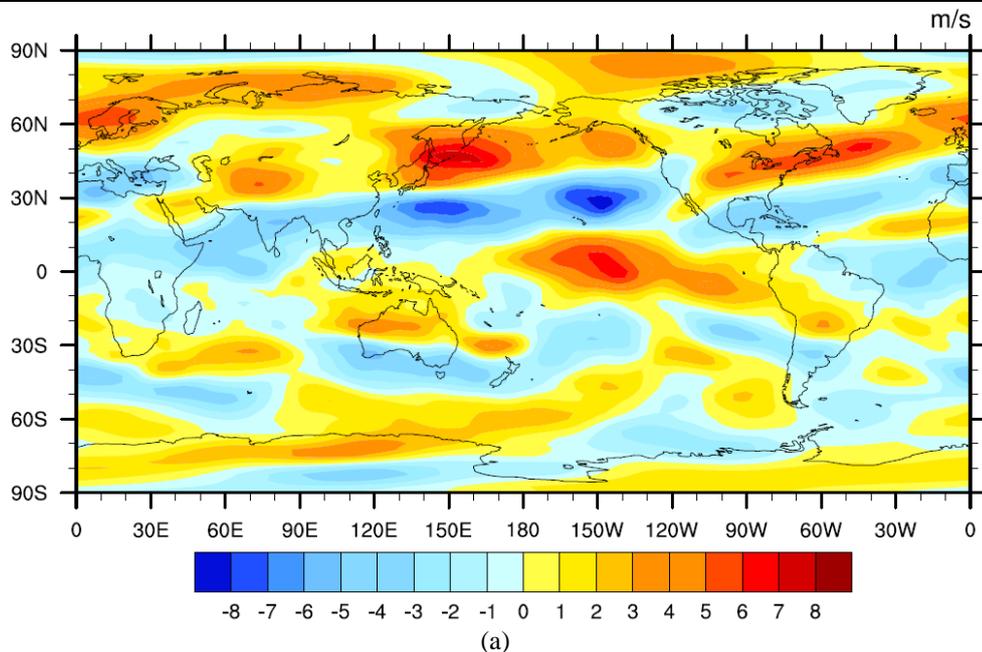
**Figura 22** - Anomalia de precipitação (kg/m<sup>2</sup>/s) no SEAS para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008 e (c) 2017 e 2018.

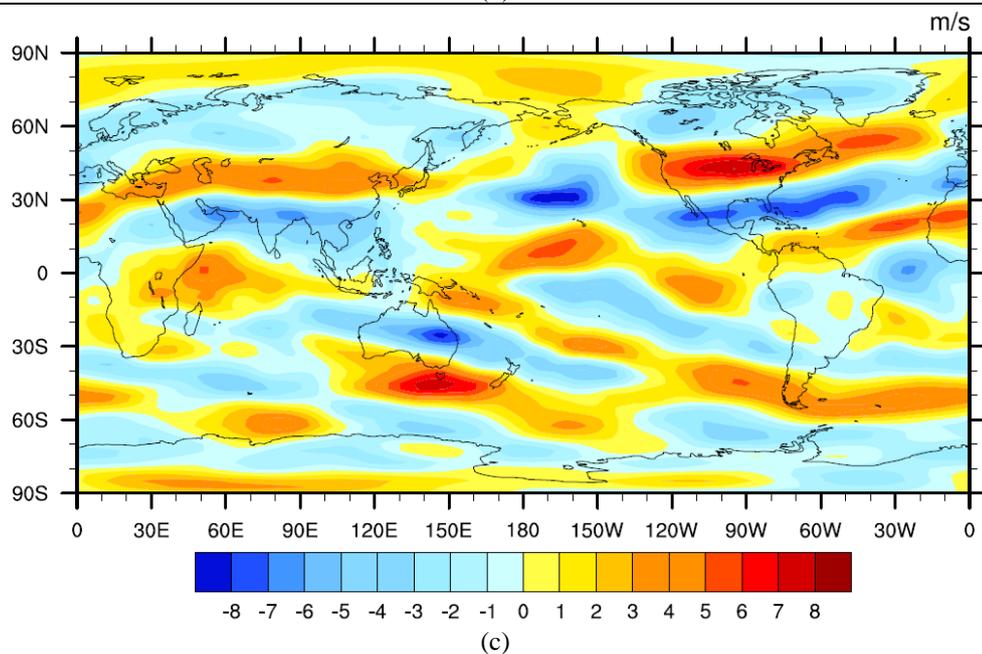
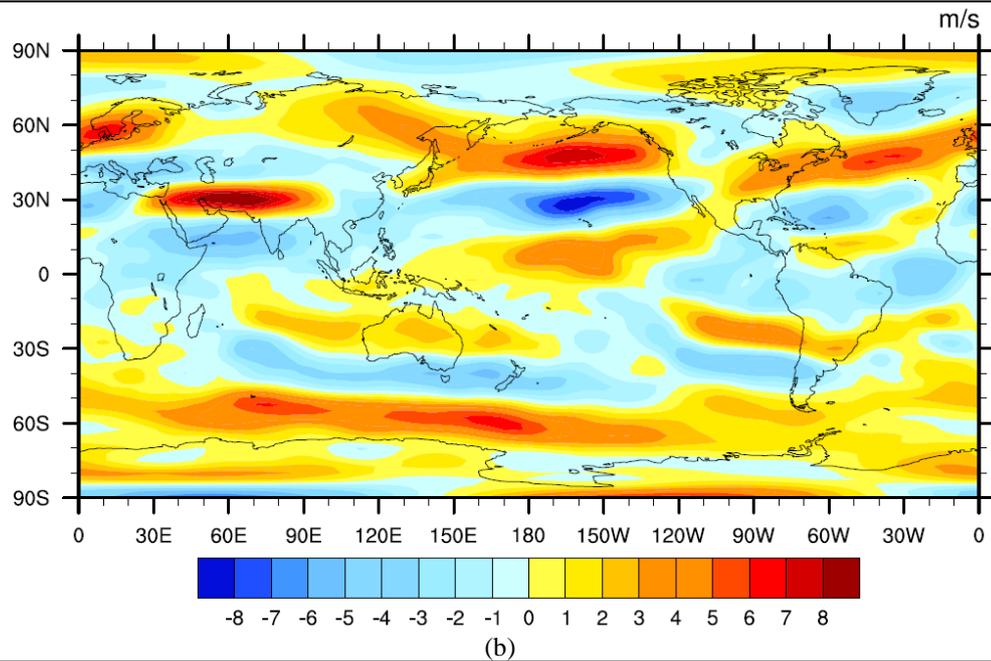
Fonte: NOAA

Seus resultados na precipitação mostram igual descompasso nos diferentes episódios, visto que em “a” a anomalia negativa se concentra no centro da Argentina, Potosí (Bolívia) e uma faixa que vai de Mato Grosso do Sul ao litoral gaúcho. Em “b”, essa mesma anomalia passa a se concentrar no nordeste argentino, sul da Bolívia e do Rio Grande do Sul e ainda, em “c”, somente na província de Buenos Aires (centro da Argentina) e no centro de São Paulo.

As anomalias positivas acontecem nos três anos retratados, bem como em regiões distintas em cada evento, assim sendo que em “a” se concentram no norte do Paraguai, em Tarija (Bolívia) e em Salta (noroeste da Argentina). Nos outros dois anos de análise, as anomalias positivas são inclusive dominantes sobre as negativas, ocupando em “b” praticamente toda a região norte do SEAS e centro argentino, ao passo que em “c” ocupou todo o Paraguai, norte e leste da Argentina, norte do Uruguai, sul do Mato Grosso do Sul e todo o oeste do Sul do Brasil.

As anomalias de vento zonal acompanham a ideia de que cada evento ENOS é único, mas que nem sempre uma LN acarretará em secas no SEAS em DJF e em determinado comportamento dos jatos de baixo e altos níveis.





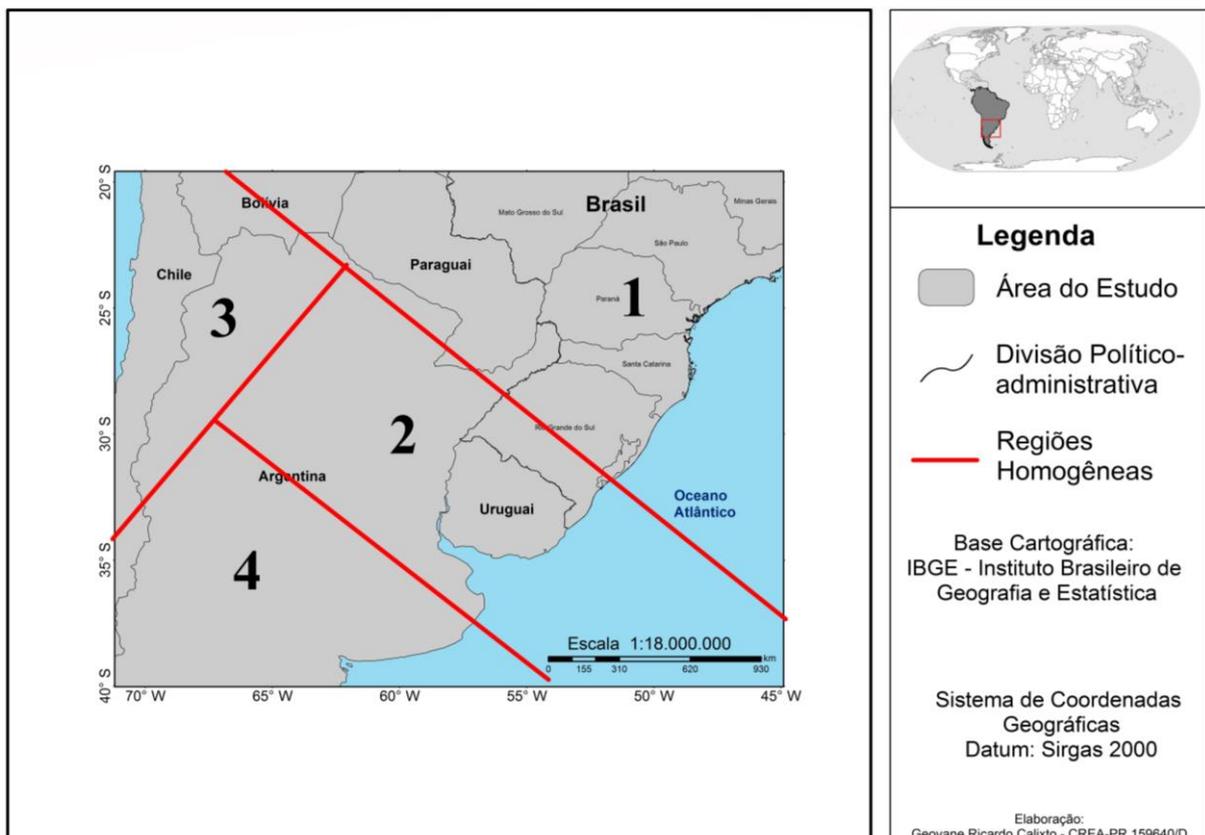
**Figura 23** - Anomalia da componente zonal do vento (m/s) a 250 hPa para o período de dezembro a fevereiro de (a) 1988 a 1989; (b) 2007 a 2008; (c) 2017 a 2018.  
 Fonte: NOAA

O jato subtropical para os anos de LNM apresentou comportamento diverso. Em “a”, ele se manteve na sua latitude normal (30°S), resultando na predominância de ventos de Oeste, o que trouxe seca praticamente generalizada, lembrando que a costa do Peru e a do Atlântico nesse período passavam por uma anomalia negativa de TSM, o que certamente diminuiu o estoque de umidade.

Em “b”, o jato se deslocou para o SEAS, mas foi acompanhado ao sul por ventos de oeste que se formaram próximos à costa, proporcionando um bloqueio atmosférico, impedindo o avanço tanto da massa Polar atlântica quanto da Equatorial continental, e sem efeito de captura de umidade do Atlântico.

Já em “c” o contrário aconteceu, com os ventos de leste sobre o sul da AS e os de oeste sobre o SEAS, essa configuração trouxe uma situação de aprisionamento do centro-leste da Argentina sob esses ventos, enquanto que nas regiões adjacentes houve acréscimo na precipitação, pois pode ter ocorrido a formação de corredores de umidades decorrentes da ação da massa Equatorial continental sobre o sul do Brasil e nos Andes Argentinos.

Os estudos indicaram que a comum menção genérica ao SEAS como sendo uma área homogênea de anomalia de precipitação relacionada ao ENOS começa a cair. Foi possível identificar quatro áreas distintas (Figura 24) que apresentam anomalias também distintas, muitas vezes contrárias durante um mesmo evento ENOS.



**Figura 24** - Regiões de anomalia de precipitação no Sudeste da América do Sul.

Fonte: O autor

Essas regiões foram nomeadas como Nordeste (1) do SEAS (Paraguai, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, porção norte do Rio Grande do Sul, sul da Bolívia e a província de Misiones na Argentina), Centro (2) do SEAS (Uruguai, porção sul do Rio Grande do Sul e as províncias de Corrientes, Entre Rios, Santa Fé na Argentina), Noroeste (3) do SEAS (de Potosí na Bolívia às províncias de Jujuy, Salta, Tucumán, Catamarca e La Rioja na Argentina) e Sul (4) do SEAS (centro da Argentina).

De acordo com os resultados de anomalias de precipitação, cada região recebeu um sinal, tanto positivas quanto negativas, distribuídos de acordo com a tabela 4, que possibilitaram sistematizar a problemática das respostas diversas obtidas para cada evento ENOS, reafirmando a noção de que cada um é um evento único.

**Tabela 4** - Anomalias de precipitação positivas (+), negativas (-) e positivas e negativas em uma mesma área (+-), distribuídas entre as regiões do SEAS.

ENOS	Regiões do SEAS			
	1	2	3	4
ENC – 82-83	+-	+	+	-
ENC – 97-98	+	-	+	+
ENC – 15-16	+	-	-	+
ENM – 91-92	-	+	+	-
ENM – 94-95	-	-	+	-
ENM – 02-03	+	+	-	-
LNC – 84-85	-	+	+	-
LNC – 99-00	+-	-	+-	-
LNМ – 88-89	+-	-	+	-
LNМ – 07-08	+-	-	+	+
LNМ – 17-18	+	-	+	-

Fonte: O autor

Percebe-se que a região 1 obteve as melhores respostas aos eventos ENC, porém em ENM e LN tanto canônicas quanto modoki os sinais foram invertidos, com secas para EN e chuvas moderadamente acima da média em LN.

Já na região 2 as respostas foram mais próximas ao esperado pela bibliografia nos episódios de LN, com a maioria dos eventos com anomalias negativas de precipitação, enquanto que nos demais eventos as anomalias foram diversas.

A região 3 apresentou mais anomalias positivas do que todas as regiões, tanto para eventos EN quanto para LN, ao passo que a região 4 foi atingida por mais anomalias negativas em ambos os casos, onde somente dois episódios de EN (97-98, 15-16) e uma LN (07-08) foram positivos.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Baseado em dados de Reanálise NCEP/NCAR, buscou-se a compreensão da interferência da TSM, quando varia sob interferência do ENOS, na precipitação do SEAS, conforme a alternância entre ENOS Canônico e Modoki durante o verão austral.

No SEAS, é aparente a inversão do sinal de anomalia de precipitação, uma vez que, com o aquecimento (resfriamento) do Pacífico o esperado seria um incremento (decréscimo) no volume de chuvas, enquanto que se observa, além da inversão, também um deslocamento do sinal para o Atlântico, resultados de EN Modoki e LN Modoki. É interessante também o fato de em anos Canônicos a inversão acontecer.

Em alguns anos Modoki, suas respostas ficam dentro do esperado para a fase de aquecimento, com anomalias de precipitação positivas, bem como em fases de resfriamento, com anomalias de precipitação negativas.

Assim, conclui-se com os resultados obtidos nesta pesquisa, que não é possível estabelecer um padrão “matemático” da associação entre eventos ENOS Modoki e Canônico para o SEAS. Mas é possível identificar que para os eventos Modoki os resultados de precipitação são destoantes do que foi retratado pela bibliografia para eventos Canônicos.

Tal resultado reforça a ideia de que os modelos previsores de tempo e clima devem considerar se o evento ENOS que se configura é de fato Canônico ou Modoki.

Destaca-se também que os dados climáticos disponibilizados na *internet* por grandes centros de pesquisa vêm contribuindo para a multiplicação de estudos que correlacionam esses dados, já que esta pesquisa não seria possível caso estes dados e softwares não estivessem disponíveis. Tal disponibilidade é recente e permite afirmar que os estudos de climatologia em escala global tendem a se ampliar.

## 6. REFERÊNCIAS

AMBRIZZI, T. **El Niño Oscilação Sul e Teleconexões atmosféricas no hemisfério austral**. São Paulo: USP/IAG, 2003. (Tese de Livre-Docência).

AMBRIZZI, T.; DE SOUZA, E. B. e PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: **The Hadley circulation: present, past and future**. Springer Netherlands, 2004. p. 203-235.

ASHOK, K., BEHERA, S. K., RAO, S. A., WENG, H.; YAMAGATA, T. **El Niño Modoki and its possible teleconnection**. Journal of Geophysical Research, v. 112, C11007, 2007. doi:10.1029/2006JC003798.

ASHOK, K. e YAMAGATA, T. **The El Niño with a difference**. Nature, v. 461, p. 481-484, 2009. doi:10.1038/461481a.

BARROS, J. R. e ZAVATTINI, J. A. **Bases conceituais em climatologia geográfica**. Mercator, Revista de Geografia da UFC, ano 08, número 16, p. 255-261, 2009. DOI: 10.4215/RM2009.0816.0019

BRITO, A. S. **El Niño and El Niño Modoki impacts on South American rainfall**. 162 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Mestrado em Ciência, Climate Change Research Centre, University Of New South Wales, Sydney, 2011.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA, A. E.; LIEBMANND, B. E.; DIAS, P. L. S. **Short Communication The South American Monsoon System and the 1970's climate transition**. Int. J. Climatol. Published online in Wiley InterScience, 2010. DOI: 10.1002/joc.2147

CATALDI, M. **Estudo numérico da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical e do Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil**. (2008). 203 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia, Coppe/ufRJ, D.sc., Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008. Disponível em: <[http://numa.lamce.coppe.ufRJ.br/DATA/formacao/CATALDI\\_2008\\_DSc.pdf](http://numa.lamce.coppe.ufRJ.br/DATA/formacao/CATALDI_2008_DSc.pdf)> Acesso em: 10 jan. 2016.

CAYAN, D. R.; KAMMERDIENER, S. A; DETTINGER, M. D; CAPRIO, J. M. e PETERSON, D. H. **Changes in the onset of spring in the western United States**. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 399-415, 2001.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. 1ª edição – São Paulo: Blucher, 236 p., 1999.

CUNHA, D. G. F. e VECCHIA, F. **As abordagens Clássica e Dinâmica de Clima: uma revisão bibliográfica aplicada ao tema da compreensão da realidade climática**. Ciência e Natura, [S.l.], p. 137-149, jun. 2007. ISSN 2179-460X. Disponível em: <<https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/9767>> Acesso em: 02 de set. de 2017.

DE PAULA, G.M.; STRECK, N.A.; ZANON, A.J.; ELTZ, F.L.F.; HELDWEIN, A.B.; FERRAZ, S.E.T. **Influência do Fenômeno El Niño na Erosividade das Chuvas Na Região De Santa Maria (RS)**. R. Bras. Ci. Solo, 34:1315-1323, 2010.

DESER, C.; ALEXANDER, M.A.; TIMLIN, M.S. **Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes**. J. Climate 16:57–72, 2003.

\_\_\_\_\_; ALEXANDER, M.A.; SHANG-PING, X.; PHILLIPS, A.S. **Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms**. Annu. Rev. Mar. Sci. 2:115–43, 10.1146/annurev-marine-120408-151453, 2010.

DIAS, M. A. F. da S. Eventos climáticos extremos. In: **Dossiê Clima**. Revista USP, São Paulo, n. 103, p. 33-40, 2014.

FIGUEIREDO FILHO, D. B. e SILVA JÚNIOR, J. A. da. **Desvendando os Mistérios do Coeficiente de Correlação de Pearson (r)**. Revista Política Hoje, Vol. 18, n. 1, p. 115-146, 2009.

GLANTZ, M. H., NARANJO, L., BAUDOIN, M-A., RAMÍREZ, I. J. **What Does It Mean to Be El Niño Ready?** Atmosphere, 9, 94, 2018. doi:10.3390/atmos9030094

GOLDEN GATE WEATHER SERVICES. **ENSO Years based on Oceanic Niño Index (ONI)**. Disponível em: <<http://ggweather.com/enso/oni.htm>> Acesso em: 24 de jan. de 2016.

GRIMM, A. M., FERRAZ, S. E. T. e GOMES, J. **Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events**. J. Climate, 11:2863-2880, 1998.

\_\_\_\_\_, BARROS, V. R. e DOYLE, M. E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

\_\_\_\_\_ The El Niño Impact on Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

\_\_\_\_\_ How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, 22, n.2-3, 123-138, 2004.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F.(org). **Tempo e Clima no Brasil**, p.135-147, São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

GUILYARDI, E. **El Niño-mean sate-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble**. Clim. Dynam., 26, 329-348, doi:10.1007/s00382-005-0084-6, 2006.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate Change: Impacts, Adaptation, and Vulnerability**. Cambridge, Cambridge University Press, 2014.

JOHNS, R. H. e DOSWELL, C. A. Severe local storms forecasting. **Wea. Forecasting**, v. 7, p. 588-612, 1992.

KAGAN, B. A. **Ocean-atmosphere interaction and Climate Modeling**. Tradução M. A. Chazin. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

KALNAY *et al.*, **The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project**, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470, 1996.

KAO, H. Y. e YU, J.-Y. **Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO**. Journal of Climate, vol. 22, 615-632, 2009.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R.A.F.; GARCIA, S.R.; CALHEIROS, A.J. **El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos**. Revista Climanalise. Edição Comemorativa de 30 anos, novembro, 2016. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/30anos/Kayanoetal.pdf>> Acesso em: 19 de março de 2017.

KUG, J. S, SOORAJ, K. P., KIM, D, *et al.* **Simulation of state-dependent highfrequency atmospheric variability associated with ENSO**. Clim Dyn 32: 635-48, 2009.

LARKIN, N. K. e HARRISON, D. E. **On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies**. Geophys. Res. Lett., 32, L13705, doi:10.1029/2005GL022738, 2005.

LEE, T. e MCPHADEN, M. J. **Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific**, Geophys. Res. Lett., v. 37, 2010. L14603, doi:10.1029/2010GL044007.

LIMBERGER, L. **Correlação linear entre conjuntos de dados de chuva para a Amazônia brasileira**. In: IX Expedição Geográfica da Unioeste: Geografia Política e Ambiente, 2015, Marechal Cândido Rondon. v. 1. p. 1-4.

LIMBERGER, L. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976 - 2010**. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. doi:10.11606/T.8.2015.tde-15122015-140500. Acesso em: 2016-08-30.

MCPHADEN, M. J.; ZEBIAK, S. E. E GLANTZ, M. H. **ENSO as an integrating concept in earth science**. Science. Dec 15;314 (5806), 2006. p. 1740-5.

MENDONÇA, F. e DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: **Severe Convective Storms**, C. A. Doswell III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.

MONTEIRO, C. A. de F. **Da necessidade de um caráter genético à classificação climática**. Revista Geográfica, Rio de Janeiro, vol.31, n. 57, p. 29-44, 1962.

\_\_\_\_\_. **Análise rítmica em climatologia**. Climatologia, São Paulo: USP/Igeog, n. 1, 1971. 21 p.

\_\_\_\_\_. **Teoria e clima urbano.** Série Teses e Monografias, São Paulo: USP/Igeog, n. 25, 1976. 181 p.

\_\_\_\_\_. **Clima e excepcionalismo: conjecturas sobre o desempenho da atmosfera como fenômeno geográfico.** Florianópolis: UFSC, 1991. 241p.

\_\_\_\_\_. **O estudo geográfico do clima.** Cadernos Geográficos, Florianópolis, n. 1, UFSC/Depto de Geociências, 1999. 72 p.

SILVA, G. A. M. **Variabilidade inter-El Niños e seu impacto no jato de baixos níveis a leste dos Andes durante o verão austral.** 84 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

MUSK, L. F. **Weather Systems.** Cambridge: Cambridge University Press, 1988.

NASCIMENTO, E. de L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? In. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Brasil, v. 20, n. 1, p.121-140, abr. 2005.

OLIVEIRA, G. S. de. **O El Niño e Você - o fenômeno climático.** Editora Transtec - São José dos Campos (SP), março de 2001.

OLIVEIRA, S. S. de. **Influência de diferentes tipos de ENOS na precipitação na América do Sul.** Manaus, INPA/UEA, Dissertação (Mestrado), 81p., 2013.

OLIVEIRA M. J., CARNEIRO C. D. R., VECCHIA F. A. S., BAPTISTA G. M. M. **Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima.** Terræ Didática, 13(3):149-184. 2017. <http://dx.doi.org/10.20396/td.v13i3.8650958>.

PBMC. Sumário Executivo do Volume 1 - Base Científica das Mudanças Climáticas. **Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o 1º Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas.** Volume Especial para a Rio+20. PBMC, Rio de Janeiro, Brasil, 34 pp. 2012.

PENALBA, O. C. E RIVERA, J. A. **Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America – emphasis in regional drought occurrences.** Adv. Geosci., 42, 1–14, 2016. doi:10.5194/adgeo-42-1-2016

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas.** Guaíba: Livraria e Editora Agropecuária, 2002. 478p.

PEREIRA, H. R.; REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T. **Características da Atmosfera na Primavera Austral Durante o El Niño de 2015/2016.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 2, 293-310, 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863220011>

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. da. **Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul.** Terræ Didática 8(1):34-50, 2012.

REBOITA, M. S. e SANTOS, I. de A. **Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil.** Revista Brasileira de Climatologia, ano 10, v. 15, jul/dez, 2014. ISSN: 2237-8642.

RODRIGUES, R. R., HAARSMA R.J., CAMPOS E.J.D., AMBRIZZI T. **The impacts of inter El Niño Variability on the tropical Atlantic and Northeast Brazil climate.** Journal of Climate, 24: 3402-3422, 2012. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI3983.1>.

ROSSBY, C. G. **On the mutual adjustment of pressure and velocity distribution in certain simple current systems, II.** Journal of Marine Research, vol.1, n°3 p. 239-263, 1938.

\_\_\_\_\_. **The NCAR Command Language** (Version 6.3.0) [Software]. (2015). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. <<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>>

SANT'ANNA NETO, J. L. **Clima e organização do espaço.** Boletim de Geografia, n. 16: 119-131, Maringá, 1998.

\_\_\_\_\_. **História da Climatologia no Brasil: gênese, paradigmas e a construção de uma Geografia do Clima.** Tese de Livre-Docência. Presidente Prudente: FCT/UNESP, 2001a.

\_\_\_\_\_. **Por uma geografia do clima: antecedentes históricos, paradigmas contemporâneos e uma nova razão para um novo conhecimento.** Terra Livre. São Paulo, n. 17, 2º semestre/2001b. p. 49-62.

SANTOS, J. W. M. C. **Clima e produtividade de soja nas terras de cerrado do Sudeste de Mato Grosso.** Tese (Doutorado). Pós-Graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo (FFLCH-USP), 2002. 388p.

SCHNEEBERGER, C. A. e FARAGO, L. A. **Minimanual compacto de geografia do Brasil: teoria e prática.** Rideel, 1. ed. São Paulo, 2003.

SILVA, J. V. **El Niño e seus impactos na América do Sul: clima atual e cenários futuros.** Dissertação (Mestrado), INPA, Manaus, 85 f., 2015.

SILVA, G. A. M., AMBRIZZI, T. **Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer? Two case studies.** Advances in Geosciences, European Geosciences Union, 6, pp.283-287, 2006. <hal-00296948>

TAKAHASHI, K., MONTECIONS A., GOUBANOVA K., e DEWITTE, B. **ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño,** Geophys. Res. Lett., 38, 2011. doi:10.1029/2011GL047364.

TEDESCHI, R. G. **Impacto de episódios el niño e la niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação e vazão na América do Sul.** 159 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Hídricos, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F. A. **Influência dos ENOS Canônico e Modoki na precipitação da América do Sul.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16. 2010. Belém do Pará - PA. Anais ... Belém do Pará-PA, 2010.

TEDESCHI, R. G. **As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e nos seus eventos extremos sobre a América do Sul - observações, simulações e projeções.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M. E CAVALCANTI, I. F. A. **Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter.** Int. J. Climatol. Published online in Wiley Online Library, 2016. DOI: 10.1002/joc.4670

TEIXEIRA, M. S.; POGORZELSKI, V. S.; FREITAS, S. F.; REINKE, C. K. P. **Introdução ao NCAR Command Language (NCL), com aplicações em meteorologia.** Pelotas: Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Meteorologia, 2011. 104 p. Disponível em: <[http://www.ncl.ucar.edu/Document/Manuals/ncl\\_ptBR.pdf](http://www.ncl.ucar.edu/Document/Manuals/ncl_ptBR.pdf)>. Acesso em: 02 set. 2016.

THOMSON, W. (Lord Kelvin). **On the gravitational oscillations of rotating water.** Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 10, 92–100, 1879; reimpresso: Phil. Mag., 10, 109–116, 1880.

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

TRENBERTH, K. e National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). **The Climate Data Guide: Nion SST Indices (Nion 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI).** Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nion-sst-indices-nion-12-3-34-4-oni-and-tni>>. Acesso em: 25 de junho de 2017.

\_\_\_\_\_. **The NCAR Command Language (Versão 6.4.0) [Software].** Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD, 2017. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>

TUCCI, C. E. M. Inundações e Drenagem Urbana. In: TUCCI, C.E.M., BERTONI, J.C. **Inundações urbanas na América do Sul,** ABRH, Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, p.45-150, 2003.

VASCONCELLOS, F. C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil.** Dissertação de Mestrado. São José dos Campos: INPE, 2008. 108p.; (INPE-15226-TDI/1318)

WALKER, G. T. **Correlation in seasonal variations of weather, VIII. A preliminar study of world-weather.** Mem. Indian Meteor. Dept., v. 24, p. 75-131, 1923.

\_\_\_\_\_. **Correlation in seasonal variations of weather, IV: A further study of world weather,** Mem. Indian Meteor. Dept., v. 24, p. 275-332, 1924.

WALKER, G. T. e BLISS, E. W. **World Weather V.** Mem. Roy. Meteor. Soc., vol. 4 (36), pp. 53–84, 1932.

WALKER, G. T. e BLISS, E. W. **World Weather VI**. Mem. Roy. Meteor. Soc., vol. 4 (39), pp. 119–139, 1937.

WANG C., DESER C., YU JY., DINEZIO P., CLEMENT A. **El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review**. In: Glynn P., Manzello D., Enochs I. (eds) Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. Coral Reefs of the World, vol 8. Springer, Dordrecht, 2017. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-94-017-7499-4\\_4](https://doi.org/10.1007/978-94-017-7499-4_4)

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

WOLTER, K. e TIMLIN, M. S. **El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEIext)**. Intl. J. Climatology, 31, 14p., 1074-1087, 2011.

YEH, S. H.; KUG, J. S.; DEWITTE, B.; KWON, M. H.; KIRTMAN, B. P.; JIN, F. F. **El Niño in a changing climate**. Nature, 461, p. 511-514, 2009. doi:10.1038/nature08316.

Yu, Jin-Yi e Kim, S. T. **Short Communication Identifying the types of major El Niño events since 1870**. International Journal of Climatology, 2012. doi: 10.1002/joc.3575

ZAVATINI, J. A. Desenvolvimento e perspectivas da climatologia geográfica no Brasil: o enfoque dinâmico, a noção de ritmo climático e as mudanças climáticas. *In*: Sant'Anna Neto, J. L. e Zavatini, J. A. (org.). **Variabilidade Mudanças Climáticas**. Maringá: EDUEM, p. 225-252, 2000.