

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA  
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Daniel Mendes

**IMPACTO TERMOPLUVIAL NA AMÉRICA DO SUL DECORRENTE DO  
DESMATAMENTO NA FLORESTA AMAZÔNICA DURANTE A OSCILAÇÃO  
DECADAL DO PACÍFICO DE 1970 A 2003**

SÃO PAULO  
2022  
(Versão Corrigida)

**ENTREGA DO EXEMPLAR CORRIGIDO DA DISSERTAÇÃO/TESE****Termo de Anuência do (a) orientador (a)**

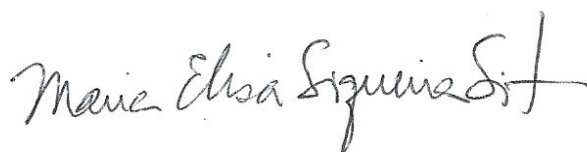
**Nome do (a) aluno (a):** DANIEL MENDES

**Data da defesa:** 25/08/2022

**Nome do Prof. (a) orientador (a):** MARIA ELISA SIQUEIRA SILVA

Nos termos da legislação vigente, declaro **ESTAR CIENTE** do conteúdo deste **EXEMPLAR CORRIGIDO** elaborado em atenção às sugestões dos membros da comissão Julgadora na sessão de defesa do trabalho, manifestando-me **plenamente favorável** ao seu encaminhamento ao Sistema Janus e publicação no **Portal Digital de Teses da USP**.

São Paulo, 24/10/2022



---

(Assinatura do (a) orientador (a))

Daniel Mendes

**IMPACTO TERMOPLUVIAL NA AMÉRICA DO SUL DECORRENTE DO  
DESMATAMENTO NA FLORESTA AMAZÔNICA DURANTE A OSCILAÇÃO  
DECADAL DO PACÍFICO DE 1970 A 2003**

Tese de Doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP).

**Área de concentração:** Climatologia

**Orientadora:** Profa. Dra. Maria Elisa S. Silva

SÃO PAULO

2022



Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação  
Serviço de Biblioteca e Documentação  
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

M538d

Mendes, Daniel

O DESMATAMENTO DA FLORESTA AMAZÔNICA E OS IMPACTOS TERMOPLUVIAIS NA AMÉRICA DO SUL DURANTE AS OSCILAÇÕES DECAIDAIS DO PACÍFICO / Daniel Mendes; orientadora Maria Elisa Siqueira Silva - São Paulo, 2022.

122 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.  
Departamento de Geografia. Área de concentração:  
Geografia Física.

1. Climatologia. 2. Desmatamento. 3. Impacto. 4. Precipitação. 5. Temperatura do ar. I. Silva, Maria Elisa Siqueira, orient. II. Título.

*Aos meus pais Maria Imaculada de Lima e Pedro Paulo Mendes*

*À minha filha Mariana Vieira Mendes*

## Agradecimentos

*Agradeço à todas as pessoas diretamente e indiretamente envolvidas pelo apoio incondicional e agradeço por todas as dificuldades que foram superadas.*

*As professoras Maria Elisa Siqueira Silva e Rosmeri Porfírio da Rocha.*

*Aos irmãos: Anna Karla, Márcia Helena, Marcelo Mendes, Rafael Mendes., Alcir Miguel e Cristiano Mauri*

*Aos amigos André Rocha, Júlio Chiquetto, Carlos Batista e Wesley Correa.*

*Ao amigo André Rocha, em especial, por compartilhar todos os momentos de convivência nas experiências e nos estudos realizados.*

*Aos colegas de trabalho e professores da escola Maurício Simão.*

*Aos colegas da Universidade de São Paulo.*

*À família Vieira e amigos.*

*À revisão de Marcelo Dias.*

*Ao apoio financeiro da Capes e a toda gestão do programa de Geografia Física.*

MENDES, Daniel. **Impacto Termopluvial na América do Sul decorrente da Desmatamento na Floresta Amazônica durante a Oscilação Decadal do Pacífico de 1970 a 2003.** Tese de Doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP), 2021. 122 p.

**Palavras-chave:** Desmatamento, Oscilação Decadal do Pacífico, El Niño Oscilação Sul, Anomalia, Impacto, Precipitação e Temperatura do ar.



MENDES, Daniel. **Thermopluvial Impacts in South America due to Deforestation of the Amazon Forest during the Pacific Decadal Oscillation from 1970 to 2003** Doctoral thesis presented to the Graduate Program in Physical Geography of the University of São Paulo, Faculty of Philosophy, Letters and Human Sciences (FFLCH/USP), 2021. 122 p.

**Keywords:** Deforestation, Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern Oscillation, Anomaly, Impact, Precipitation and Air Temperature.

## RESUMO

Estudos têm mostrado que o desmatamento da Floresta Amazônica não é somente uma ameaça ao clima da América do Sul, mas, também, à grande biodiversidade da região, comprometendo sua sustentabilidade. Neste estudo verificamos o impacto que o desmatamento de parte da Floresta Amazônica provocaria no clima da América do Sul, na escala decadal, com o uso do modelo regional climático RegCM4. As simulações foram realizadas para o período de 1970 a 2003, de forma a compreender três fases da Oscilação Decadal do Pacífico, ODP, 1970-1976 – fase negativa, 1977-1996 – fase positiva e 1997-2003 – fase negativa. Os dados do conjunto da reanálise I do NCEP-NCAR foram considerados para alimentar o modelo durante o período de simulação. De forma a simular ao impacto do desmatamento, foi desenvolvido dois experimentos numéricos: o Controle, CTRL, e o Desmatamento, DESM. O uso do solo do experimento DESM esteve constituído pelos dados do GLCC-2018, adotados no experimento CTRL, modificados com a substituição da floresta tropical por gramínea em áreas indicadas pelo desmatamento extrapolado para o ano 2050. As fases negativas da ODP (1970-1976 e 1997-2003) são caracterizadas por anomalias negativas e positivas de precipitação no centro-leste e sudeste da América do Sul, enquanto a região norte apresenta anomalias positivas. A fase positiva da ODP (1977-1996) é caracterizada aproximadamente pelo padrão inverso. Desta forma configura-se um padrão de dipolo da precipitação entre o centro-leste e sudeste da América do Sul nas fases negativas e positivas da ODP. O desmatamento provocou o decréscimo de precipitação, de 20 a 100 mm mês<sup>-1</sup>, no extremo norte da América do Sul, entre o noroeste do Estado do Amazonas até o norte do Maranhão, e, aumento da precipitação, de 20 a 70 mm mês<sup>-1</sup>, entre o sudeste do Estado do Amazonas e o nordeste do Mato Grosso. A comparação dos impactos na precipitação entre a fase positiva e as fases negativas da ODP mostra que os impactos mais intensos (negativos e positivos) ocorre durante a fase positiva, sendo mais brandos nas fases negativas. Em anos de ENOS, tanto para eventos EN como para eventos LN, verificou-se que o impacto devido ao desmatamento é mais intenso, em média, na fase positiva da ODP em relação à fase negativa, tanto para as áreas de onde foi simulado aumento como diminuição da precipitação.

## ABSTRACT

Studies have shown that the deforestation of the Amazon Rainforest is not only a threat to the climate of South America, but also to the great biodiversity of the region, compromising its sustainability. In this study, we verified which impacts are expected from deforestation of part of the Amazon Forest on the climate of South America, on a decadal scale, using the regional climate model RegCM4. The simulations were carried out for the period from 1970 to 2003, in order to understand three phases of the Pacific Decadal Oscillation, PDO: 1970-1976 – negative phase, 1977-1996 – positive phase and 1997-2003 – negative phase. Data from the NCEP-NCAR reanalysis set I were used during the simulation period. In order to simulate the impacts from deforestation, two numerical experiments were developed: Control, CTRL, and Deforestation, DESM. The land use of the DESM experiment comprised of data from the GLCC-2018, used in the CTRL experiment, modified with the replacement of tropical forest with grass in areas indicated by deforestation extrapolated to the year 2050. The negative phases of the PDO (1970-1976 and 1997-2003) are characterized by negative and positive precipitation anomalies in east-central and southeastern South America, while the northern region has positive anomalies. The positive phase of PDO (1977-1996) is characterized by an approximately inverse pattern. Thus, a dipole pattern of precipitation is configured between east-central and southeastern South America in the negative and positive phases of the PDO. Deforestation causes a decrease in precipitation, from 20 to 100 mm month<sup>-1</sup>, in the extreme north of South America, between the northwest of the state of Amazonas to the north of Maranhão, and an increase in precipitation, from 20 to 70 mm month<sup>-1</sup>, between the southeast of the state of Amazonas and the northeast of Mato Grosso. The comparison of impacts from deforestation on precipitation between the positive and negative phases of the PDO shows that the most intense impacts (negative and positive) occur during the positive phase, being milder in the negative phases. In ENSO years, it was found that the impacts due to deforestation are more intense in the positive phase of the PDO compared to the negative phase, both for the areas of South America where there is an increase or decrease in precipitation.

## Lista de Figuras

<b>Figura 1.</b> Projeção de desmatamento da bacia amazônica no cenário GOV para 2050.....	40
<b>Figura 2.</b> Domínio espacial da área de estudo (180°O; 45°S) e (15°O; 5°N). .....	42
<b>Figura 3.</b> Precisão e exatidão. ....	45
<b>Figura 4.</b> Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da precipitação. ....	50
<b>Figura 5.</b> Performance regional do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da precipitação. ....	51
<b>Figura 7.</b> Performance regional do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura. ....	52
<b>Figura 8.</b> Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da precipitação. ....	53
<b>Figura 9.</b> Performance regional do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da precipitação. ....	54
<b>Figura 10.</b> Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura. ....	55
<b>Figura 11.</b> Performance regional do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura. ....	55
<b>Figura 12.</b> Anomalias de Omega (hPa s <sup>-1</sup> ) nas fases da ODP em relação a Climatologia de 1970-2003 (TOTAL). D, E e F representam o campo de anomalias (A; alta pressão e B; baixa pressão) relacionadas aos respectivos movimentos atmosféricos observados em cada fase da ODP. (A) ODP 1, (B) ODP 2 e (C) ODP 3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ). ....	56
<b>Figura 13.</b> Anomalias de omega em 500 hPa; (a) PDO1, (b) PDO3 e (c) diferença entre as duas fases (ODP 3 – ODP 1). ....	56

<b>Figura 14.</b> Histogramas das anomalias regionais de omega (AMZ e SAS) e o seu respectivo balanço nas fases 1 e 3 da ODP. Os gráficos inferiores aos histogramas indicam o percentual da anomalia avaliada a partir parâmetro do sinal predominante da 1ª fase da ODP.....	57
<b>Figura 15.</b> Anomalias de ROL ( $W m^{-2}$ ). (a) ODP1, (b) ODP2 e (c) ODP3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ )..	58
<b>Figura 16.</b> Idem à Figura 13, porém para ROL. ....	58
<b>Figura 17.</b> Idem a figura 14, porém para ROL. ....	58
<b>Figura 18.</b> Idem à Figura 12, mas para a precipitação do experimento CTRL realizado com o RegCM4.....	59
<b>Figura 19.</b> Idem a figura 14, porém para as anomalias regionais de precipitação (AMZ, SAS e PRA). .....	60
<b>Figura 20.</b> Idem à Figura 12, porém para a temperatura do ar a 2 m de altura do experimento CTRL realizado com o RegCM4.Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ ). ....	61
<b>Figura 21.</b> Idem a figura 14, porém para as anomalias regionais de temperatura do ar (AMZ, SAS e PRA).....	62
<b>Figura 22.</b> Diferença da precipitação ( $mm\ mês^{-1}$ ) na América do Sul entre os experimentos DESM e CTRL para as fases da ODP. (a) ODP 1, (b) ODP 2 e (c) ODP 3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ ). ....	63
<b>Figura 23.</b> Idem à figura 22, porém para temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) a 2 m de altura. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ ). ....	63
<b>Figura 24.</b> Idem à figura 22, porém para divergência de umidade ( $10 - 8s - 1$ ) e linha de corrente ( $ms - 1$ ) para CTRL (rosa) e DESM (preto). A linha superior indica os valores de divergência de umidade e vento em 250 hPa e a linha inferior, em 850 hPa. ....	64
<b>Figura 25.</b> Idem a figura 22, porém para Omega a 500 hPa ( $hPa s^{-1} \times 10^3$ ). Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ ). .....	65
<b>Figura 26.</b> Idem à figura 22, porém para ROL ( $W m^{-2}$ ). Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10;H1$ ). ....	65

<b>Figura 27.</b> Idem à figura 22, porém para função de corrente ( $104m2s^{-1}$ ; <i>cores</i> ) e vento rotacional ( $ms^{-1}$ ; <i>vectores</i> ). Níveis analisados: 250 hPa, 500 hPa, 700 hPa e 850 hPa. ....	67
<b>Figura 28.</b> Áreas selecionadas para análise específica do impacto climático causado pelo desmatamento na Amazônia. ....	68
<b>Figura 29.</b> Anomalias de precipitação (mm) em relação as fases da ODP. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ). ....	69
<b>Figura 30.</b> Idem à figura 24, porém para temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) a 2 metros de altura. ....	70
<b>Figura 31.</b> Idem a figura 22, porém para anomalia da função de corrente ( $105 m2s^{-1}$ ; <i>cores</i> ) a 250 hPa e da divergência do ar ( $10^{-7} s^{-1}$ ; isolinhas).....	71
<b>Figura 32.</b> Idem à figura 24, porém para anomalia da função de corrente ( $105 m2s^{-1}$ ; <i>cores</i> ) a 700 hPa e e da divergência do ar ( $10^{-7} s^{-1}$ ; isolinhas).....	72
<b>Figura 33.</b> Idem à figura 24, porém para Omega ( $hPa s^{-1}$ ) em 500 hPa. ....	73
<b>Figura 34.</b> Idem à figura 24, porém para ROL ( $W m^{-2}$ ). ....	74
<b>Figura 35.</b> Região <b>NAMZ</b> (1970-1976 e 1997-2003). Histogramas referentes ao percentual da frequência de pixels por intervalos de classes para precipitação e temperatura a 2 m de altura. ....	76
<b>Figura 36.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>EAMZ</b> .....	77
<b>Figura 37.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>SAMZ</b> . ....	80
<b>Figura 38.</b> Idem a figura 35, porém para fase positiva da ODP (1977-1996). ....	80
<b>Figura 40.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>EAMZ</b> .....	81
<b>Figura 41.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>SAMZ</b> .....	82
<b>Figura 42.</b> Idem a figura 38, porém para região <b>SEBR-N</b> .....	83
<b>Figura 43.</b> Idem a figura 38, porém para região <b>SEBR-S</b> .....	84

<b>Figura 44.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>SEBR-N</b> .	84
<b>Figura 45.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>SEBR-S</b> .	85
<b>Figura 46.</b> Idem a figura 38, porém para região <b>SESA</b> .	86
<b>Figura 47.</b> Idem a figura 35, porém para região <b>SESA</b> .	86
<b>Figura 48.</b> Anomalias para função de corrente ( $104m2s - 1$ ; <i>cores</i> ) e vento rotacional $ms - 1$ ; <i>isolinhas</i> ) para 850 hPa para as fases ENOS.	90
<b>Figura 49.</b> Anomalias da precipitação ( $mm\ mês^{-1}$ ) nas fases ENOS para as três fases da ODP. Teste Z (nível de significância à 90%; hachurado).	91
<b>Figura 50.</b> Idem figura 49, porém para temperatura do ar a 2 m de altura ( $^{\circ}c\ mês^{-1}$ ). Teste Z (nível de significância à 90%; hachurado).	92
<b>Figura 51.</b> Impactos na precipitação ( $mm\ mês^{-1}$ ) durante as fases ENOS para as três fases da ODP.	96
<b>Figura 52.</b> Diferença entre os impactos dos <i>El Niños</i> da fase positiva (1977-1996) e negativa da ODP (1970-1976;1997-2003) provocados na precipitação da América do Sul.	98
<b>Figura 53.</b> Anomalias de precipitação ( $mm\ mês^{-1}$ ) nos meses <i>El Niño</i> , antes e após o impacto provocado pelo desmatamento.	99
<b>Figura 54.</b> Idem à figura 52, porém para os meses de <i>La Niña</i> .	100
<b>Figura 55.</b> Idem a figura 43, porém para <i>La Niña</i> .	101
<b>Figura 56.</b> Idem à figura 52, porém para os meses Neutros.	102
<b>Figura 57.</b> Idem a figura 43, porém para fase neutra.	103
<b>Figura 58.</b> Impactos na temperatura do ar a 2 m de altura ( $^{\circ}C\ mês^{-1}$ ) durante as fases ENOS para as três fases da ODP.	105

Figura 59. Diferença entre os impactos dos El Niños da fase positiva (1977-1996) e negativa da ODP (1970-1976;1997-2003) provocados na temperatura do ar a 2 m de altura.....	106
<b>Figura 60.</b> Anomalias de temperatura ( $^{\circ}\text{C m\acute{e}s}^{-1}$ ) nos meses <i>El Niño</i> , antes e após o impacto provocado pelo desmatamento.....	107
<b>Figura 61.</b> Idem à figura 59, porém para os meses de <i>La Niña</i> . .....	108
<b>Figura 62.</b> Idem a figura 60, porém para <i>La Niña</i> . .....	109
<b>Figura 63.</b> Idem à figura 59, porém para os meses Neutros.....	110
<b>Figura 64.</b> Idem a figura 60, porém para fase neutra. ....	111



## Lista de Tabelas

Tabela 1 - Experimentos numéricos .....	40
Tabela 2 - Dados.....	41
Tabela 3 - Fases ENOS (1970 - 2003).....	93
Tabela 4 - Fases ENOS por fases da ODP (1970 - 2003) .....	94

## LISTA DE SIGLAS

**AA** - América Andina

**AP** - América Platina

**APs** - Áreas de proteção

**AS** - América do Sul

**BRAMS** - Brazilian Regional Atmospheric Modeling System

**BAU** - Business-as-usual

**Bp** - Biomassa potencial

**Bo** - Biomassa observada

**CDO** - Climate Data Operators

**CO<sub>2</sub>** - Dióxido de carbono

**CTRL** - Controle

**CRU** - Climate Research Unit

**DESM** - Desmatamento

**DJF** - Dezembro, Janeiro e Fevereiro

**Embrapa** - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

**EN** - El Niño

**ENOS** - El Niño Oscilação Sul

**GOV** - Governance

**GPCC** - Global Precipitation Climatology Centre

**JJA** - Junho, Julho e Agosto

**LN** - La Niña

**MAM** - Março, Abril e Maio

**MCR** - Modelo Climático Regional

**MCG** - Modelo de Circulação Global

**MG** - Minas Gerais

**NCAR** - National Center for Atmospheric Research

**NCEP** - National Centers for Environmental Prediction

**NOAA** - National Oceanic and Atmospheric Administration

**OLAM** - Ocean-Land-Atmosphere Model

**OMM** - Organização Meteorológica Mundial

**ONI** - Oceanic Niño Index

**ODP** - Oscilação Decadal do Pacífico

**PE** - Pacífico Equatorial

**PR** - Paraná

**PRECIS** - (Providing Regional Climates for Impacts Studies)

**PVD** - População com Variâncias Diferentes

**PVI** - População com Variâncias Iguais

**RegCM4** - Regional Climate Model v.4

**SON** - Setembro, Outubro e Novembro

**SP** - São Paulo

**TRMM** - Tropical Rainfall Measuring Mission

**TSM** - Temperatura da Superfície do Mar

**UDEL** - University of Delaware

**UCs** - Unidades de Conservação

**ZCIT** - Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>21</b>
<b>2</b>	<b>PROBLEMA .....</b>	<b>24</b>
	2.1 OBJETIVOS.....	25
	2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	25
<b>3</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO.....</b>	<b>26</b>
<b>4</b>	<b>DADOS E MÉTODOS .....</b>	<b>38</b>
	4.1 MODELO.....	38
	4.2 Experimentos numéricos .....	39
	4.3 Dados.....	41
	4.4 Procedimentos metodológicos.....	41
	4.4.1 Procedimentos específicos.....	44
	4.4.2 Teste de Hipótese.....	44
<b>5</b>	<b>ANÁLISES APLICADAS .....</b>	<b>47</b>
	5. 1 Definição das fases ENOS .....	48
	5. 2 Diferença entre os impactos das fases ENOS negativas e positivas.....	48
<b>6</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>49</b>
	6.1 Teste de Hipótese.....	49
	6.2 Anomalias na Oscilação Decadal do Pacífico .....	55

6.2.1 Anomalias de Omega em 500 hPa .....	55
6.2.2 Anomalias de radiação de onda longa - ROL .....	57
6.2.3 Anomalias de precipitação .....	59
6.2.4 Anomalias da temperatura do ar a 2 m de altura .....	60
6.3 Impacto Climático devido ao Desmatamento na Amazônia.....	62
6.3.1 Impacto climático em áreas específicas da América do Sul .....	68
6.3.2 Análise do Impacto do desmatamento nas regiões AMZ, SAS e PRA .....	75
6.4 Anomalias Precipitação e Temperatura do ar nas Fases ENOS .....	87
6.5 Impactos na Precipitação e Temperatura do ar nas Fases ENOS .....	93
<b>7 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO.....</b>	<b>112</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>117</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O desmatamento da floresta Amazônica é objeto de estudo de muitos pesquisadores e dos mais diversos campos da ciência. Ao longo dos seus 7 milhões de quilômetros quadrados, a Bacia Amazônica é o habitat de inúmeras espécies de animais e vegetais que compõem o seu ecossistema (Sayre et al., 2008; Malhi et al., 2008; Ab'Sáber, 2002).

Esta biodiversidade é responsável pela preservação do equilíbrio dos fenômenos naturais relacionados ao transporte de calor e umidade que, quando alterados, podem provocar significativas mudanças ao meio ambiente (Levine et al., 2015; Mendes et al., 2014; Fearnside, 2017).

A sua capacidade de absorção de gás carbônico (CO<sub>2</sub>) pela floresta através da fotossíntese exerce um papel fundamental na regulação de sua composição na atmosfera, contribuindo com a preservação da qualidade do ar e, conseqüentemente, para o equilíbrio termodinâmico (Marengo et al., 2018; Alves et al., 2017; Malhi et al., 2008; Nobre et al., 2016; Exbrayat et al., 2017; Fearnside, 2006; Zhang et al., 2015).

A floresta também possui a função termorreguladora responsável pela estabilização do gradiente de temperatura e pela variação de precipitação provocada pela evapotranspiração (Davidi et al., 2009; Coe et al., 2016; Gat et al., 1985; Gat e Salati, 1991; Shukla et al., 1990; Weng et al., 2018; Medvigy et al., 2011).

Assim, as possíveis conseqüências do desmatamento da floresta Amazônica surgem no campo das hipóteses como um fator elementar de desequilíbrio que poderá ser responsável por significativas alterações nos processos que envolvem a complexa interação entre a superfície e a atmosfera, desencadeando uma série de mudanças nos regimes termoplúviais de sua bacia (Zeng et al., 1996; Sampaio et al., 2007; Swann et al., 2015). Tais mudanças podem afetar diretamente e indiretamente toda a dinâmica atmosférica da América do Sul (AS) relacionada ao transporte de umidade e calor para as demais regiões do continente e, conseqüentemente, alterando os regimes de temperatura e precipitação (Swann et al., 2015; Magrin et al., 2014; Marengo, 2007).

As análises do comportamento termoplúvial da América do Sul a partir das projeções de desmatamento e a concentração de gás carbônico foram avaliadas a partir de modelos numéricos para diferentes cenários climáticos. As experiências foram realizadas na tentativa de caracterizar as expectativas delineadas no âmbito científico conforme as observações dos parágrafos anteriores.

Os resultados das simulações dos impactos do desmatamento indicam uma tendência de desintensificação (intensificação) de precipitação na metade noroeste (sudeste) da Bacia Amazônica e um aumento de temperatura na região desmatada de até 2,5°C (Llopart et al., 2018; Silva et al., 2015; Medvigy et al., 2011; Alves et al., 2017). O aumento de temperatura também ocorre nas regiões da América Andina (AA), nordeste brasileiro e sudeste da América do Sul (Magrin et al., 2014). Em relação a variação de precipitação, a região nordeste brasileira tende a ser mais seca e a região sudeste da América do Sul mais úmida (Magrin et al., 2014).

Em meio a observação média dos impactos provocados pelo desmatamento, a variabilidade climática interanual no continente é influenciada pelas anomalias identificadas através do gradiente térmico da superfície do mar (TSM) do Pacífico Equatorial (PE). Estas oscilações de térmicas provocam alterações nos regimes de temperatura e precipitação na América do Sul (Cai et al., 2020; Grimm e Natori, 2006; Medvigy et al., 2008; Cazes-Boezio et al., 2003; Lin e Qian, 2019; Shimizu et al., 2017; Kayano e Andreoli, 2009; Moura et al., 2018).

Em função do fenômeno anterior conhecido como “*El Niño* Oscilação Sul (ENOS)”, ocorre a variação espaço-temporal dos índices termoplúviais durante os ciclos que estão correlacionados com a transição da variação do gradiente térmico do Pacífico Equatorial de positivo para negativo (Cai et al., 2020; Grimm e Natori, 2006; Medvigy et al., 2008; Lin e Qian, 2019; Shimizu et al., 2017; Kayano e Andreoli, 2009; Moura et al., 2018). Recentemente foi apresentado um novo modelo para caracterização espaço-temporal do ENOS desenvolvido Lin e Qian (2019). Neste modelo os autores demonstram o aspecto cíclico e periódico da transição da variação do gradiente térmico do Pacífico Equatorial na perspectiva de quatro fases (fase quente, fase fria, transição frio-quente e transição quente-fria). A partir do momento que não considera a fase neutra, Lin e Qian (2019) demonstram que há correlações entre a variação ENOS e termoplúvial em diversas regiões do mundo, inclusive na América do Sul.

O apresentado por como sendo um “*update*” do modelo trifásico (fase quente, fase fria e fase neutra). Esta atualização descreve a variação termoplúvial a partir do aspecto evolutivo e dinâmico associado a transição temporal do ciclo do ENOS.

Durante a atuação do *El Niño* (EN) as anomalias positivas de temperatura são mais intensas na América do Sul, exceto a região da América Platina (Lin e Qian, 2019; Cai et al., 2020). Na transição EN->*La Niña* (LN) as regiões norte e nordeste são mais aquecidas e a América Platina mais frias (Lin e Qian, 2019). Em relação a precipitação são observadas fortes e significativas

anomalias úmidas (secas) na região sudeste e sul (norte e nordeste) do continente (Lin e Qian, 2019; Cai et al., 2020).

O período de transição EN->LN apresenta viés seco na região desmatada e norte do nordeste brasileiro (Lin e Qian, 2019). O padrão inverso das anomalias de temperatura e precipitação são observados na LN e a sua respectiva transição para EN. A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) torna-se objeto de análise como sendo um dos fatores que contribuem para as alterações nos regimes termoplúviais do continente Sul-americano. O fenômeno influencia por meio de teleconexões o transporte de calor e umidade entre as regiões tropicais e a latitude média (Stan et al., 2017; Mantua et al., 2002). A configuração destas anomalias na costa oeste da América do Norte pode influenciar tanto nos eventos climáticos globais como nos padrões médios de temperatura na superfície do mar do Pacífico Equatorial e, conseqüentemente, no desenvolvimento de *El Niños* e *La Niñas* mais intensos (Newman et al., 2016; Kayano e Andreoli, 2007).

Na América do Sul a ODP negativa está associada a diminuição (aumento) de precipitação na região centro-leste (sudeste) e na fase positiva, o padrão é invertido (Silva et al., 2020; Kayano et al., 2018; Medvigy et al., 2011). As análises das teleconexões entre ENOS e ODP indicaram que quando construtivas (mesma fase) as variações de precipitação são consideravelmente fortes e o padrão invertido ocorre quando estão em fases diferentes (Kayano e Andreoli, 2007).

Assim, foi observado que durante o período da ODP positiva, o *El Niño* esteve associado a desintensificação (intensificação) do período chuvoso nas regiões nordeste, norte e noroeste (sudeste e sul) da América do Sul. O padrão de precipitação no continente é invertido quando a *La Niña* esteve associada a ODP negativa (Kayano e Andreoli, 2007).



## **2 PROBLEMA**

O desmatamento da floresta Amazônica na hipótese de estar relacionadas as possíveis alterações climáticas na América do Sul poderia provocar profundas modificações nos parâmetros meteorológicos e, conseqüentemente, afetar diretamente a economia e o cotidiano da maioria das pessoas. As variações climáticas podem impactar diretamente na economia nos diversos setores, afetando a produção de grãos e a criação de animais, transporte e armazenamento. De acordo com a Embrapa (2018) 25% dos danos advindos de desastres naturais ocorridos entre 2003 e 2013 recaíram sobre a agropecuária, causando prejuízos de US\$ 70 bilhões. Estima-se que 44% dessas perdas foram causadas por secas e 39% por enchentes. A sociedade é diretamente afetada por possíveis perdas na produção de alimentos, principalmente, os menos favorecidos que sofrem com a elevação dos preços dos produtos da cesta básica, tendo em vista que 75% dos alimentos do mundo são gerados a partir de 12 espécies de plantas e cinco espécies de animais. A CNI (Confederação Nacional da Indústria) através do seu portal “Indústria Sustentável” que setor industrial precisará de grandes investimentos para o desenvolvimento de tecnologias para a redução de emissões de gases de efeito estufa (GEE) e a eventos climáticos extremos, como secas, enchentes e deslizamentos de terra. Além dos aspectos econômicos, as alterações climáticas afetam diretamente na qualidade de vida das pessoas. O relatório Vital Climate Change Graphics for Latin America and the Caribbean, 2010 produzido pelo Programa das Nações Unidas para o Ambiente (PNUA) expõe a sociedade, aos políticos, acadêmicos e o público geral, os efeitos e as causas do fenômeno das alterações climáticas na América Latina. O número de pessoas afetadas na América Latina e Caribe por eventos meteorológicos extremos como temperaturas elevadas, incêndios florestais, secas, tempestades e cheias, aumentou de 5 milhões na década de 1970 para mais de 40 milhões, entre 2000 e 2009. No âmbito deste cenário político, econômico e social os estudos a serem apresentados por meio desta tese tem como prerrogativa uma contribuição social na perspectiva de esclarecer e fornecer subsídios necessários para o planejamento e mitigação de medidas necessárias para superar possíveis desafios políticos para implementação de uma legislação rigorosa e efetiva em relação a proteção da floresta Amazônica. A demonstração dos impactos provocados pelo desmatamento em função das modificações causadas na superfície relacionada a implementação de atividades agropecuárias podem provocar profundas alterações

nos padrões naturais do regime de precipitação e temperatura da América do Sul que podem se tornar irreversíveis.

## **2.1 OBJETIVOS**

- O objetivo desta tese é o de analisar os impactos provocados pelo processo de desmatamento da floresta Amazônica através da identificação de significativas alterações nos padrões de temperatura e precipitação na América do Sul durante o período da Oscilação Decadal do Pacífico. A série temporal aplicada é equivalente ao período de 1970 a 2003.

## **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Esta tese possui como objetivos específicos avaliar a habilidade das simulações Modelo Climático Regional (MCR) *Regional Climate Model* (RegCM4) a partir dos dados observados de precipitação e temperatura disponíveis, respectivamente, pelo Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) e University of Delaware (UDEL).
- Calcular, analisar e descrever as possíveis variações identificadas de temperatura e precipitação na América do Sul durante as observações realizadas especificamente na fase negativa e positiva da ODP e ENOS.
- Observar e analisar possíveis efeitos provocados por fases com mesmo sinal, através da identificação de fatores climáticos simultâneos (ODP e ENOS).
- Por último, analisar, caracterizar e comparar os impactos provocados pelo desmatamento nas respectivas fases da ODP e ENOS.

### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

A fundamentação teórica aplicada no desenvolvimento desta tese foi baseada nos estudos clássicos e recentes associados a variações de temperatura e precipitação na América do Sul. A partir deste objeto de estudo foram considerados, a priori, aqueles relacionados às Oscilações Decadais do Pacífico e a suas respectivas teleconexões com *El Niño* Oscilação Sul. No entanto, o objeto e os fatores analisados foram contextualizados na intenção de acrescentar novas descobertas a partir da produção de conhecimentos científicos associados a identificação de possíveis alterações nos padrões termopluviais em função do processo de desmatamento da floresta Amazônica.

A partir das considerações iniciais apresentadas no parágrafo anterior, os referenciais teóricos serão enumerados de acordo com a seguinte lógica: (1) Os estudos realizados a respeito das projeções de desmatamento a partir das tipologias de uso do solo elaborado por Soares-Filho et al. (2006); (2) As consequências provocadas pela diminuição da fixação CO<sub>2</sub> a partir da redução de biomassa, conforme Exbrayat et al. (2017); (3) Os resultados das alterações climáticas na região da bacia Amazônica já reconhecidas no campo científico baseado nos estudos de Shukla et al. (1990), Zeng et al. (1995), Malhi et al. (2008), Medvigy et al. (2011), Alves et al. (2017); (4) Análise das alterações climáticas na América do Sul provocados pelo desmatamento da floresta Amazônica de acordo com Swann, Grimm, Magrin, Medvigy et al. (2011).

A conservação da floresta Amazônica analisada por Soares-Filho et al. (2006) é processo fundamental não somente para preservação dos ecossistemas, mas dos ciclos naturais, principalmente o do carbono e o hidrológico. De acordo com as suas conclusões, o ritmo atual de desmatamento, considerando apenas a expansão das fronteiras agrícolas, pode ser responsável pela eliminação de 40% da floresta Amazônica até 2050, incluindo 2/3 da cobertura florestal de seis grandes bacias hidrográficas e doze ecorregiões.

A consequência dessa perda de carbono num possível cenário extremo, equivale aproximadamente a emissão 32 bilhões de toneladas de carbono na atmosfera. A metade deste valor, na possibilidade de uma eficiente intervenção do governo, é superior a oito vezes a redução mundial de gases do efeito estufa. Acrescente-se a essas contatações que as estratégias de

conservação conforme as observações de Soares-Filho et al. (2006) através das áreas de proteção (APs) são insuficientes para sustentar o clima da Amazônia.

De acordo com Malhi et al. (2008) para a margem percentual de segurança de desmatamento entre 30% até 40% seria necessária para preservação do clima. Soares-Filho et al. (2006) complementa esta ideia ao destacar que mais de 70% da cobertura florestal seriam necessários para manter o ciclo hidrológico.

A criação das APs é eficiente para minimizar os impactos climáticos ao evitar o desmatamento e a queimada, porém mesmo eficiente na conservação das bacias hidrográficas (Soares-Filho et al., 2006). As análises conclusivas em relação as possíveis consequências provocadas pelo desmatamento foram observadas a partir da simulação de dois possíveis futuros cenários de desmatamento, os quais Soares-Filho et al. (2006) denominaram como: *Business-as-usual* (BAU) e *Governance* (GOV).

O cenário BAU analisou as consequências do desmatamento na hipótese de progressão do processo em função da pavimentação de rodovias, de uma legislação passiva em relação as Reservas florestais privadas e a não criação de APs, além de um aumento de 45% de desmatamento nas áreas protegidas (Soares-Filho et al., 2006). Por outro lado, o cenário GOV se apresenta como uma hipótese de haver um comprometimento político de diminuir os impactos provocados pelo desmatamento por meio da implementação de uma legislação ambiental eficiente através da imposição de reservas florestais obrigatórias em propriedades privadas, zoneamento agroecológico e expansão das APs (Soares-Filho et al., 2006).

A expansão das APs reduziria o desmatamento para 7%. Em estudos mais recentes Soares-Filho (2016) a redução do desmatamento nas APs entre 2005 e 2015 contribuiu entre 27% e 33% para a redução geral do desmatamento na Amazônia, poupando a emissão de 1,4 a 1,7 bilhões de toneladas de CO<sub>2</sub>. Ainda sobre esse tema, em 2007, Malhi et al. (2008) destacaram a importância da intervenção ativa do Governo brasileiro como sendo um dos principais responsáveis pela queda significativa na taxa de desmatamento. De acordo com Malhi et al. (2008) a expansão das áreas protegidas e a efetiva aplicação legal do uso privado da terra, as projeções de perda de 47% da área florestal original até 2050, poderiam ser reduzidas a 28%, evitando 17 bilhões de toneladas de carbono na atmosfera.

Paralelamente, comparando o cenário GOV e BAU de acordo com as projeções de Soares-Filho et al. (2006) e Soares-Filho (2016) as emissões de CO<sub>2</sub> seriam reduzidas pela metade

(aproximadamente 17 bilhões de toneladas) no cenário GOV. Neste cenário, a redução seria, proporcionalmente, oito vezes superior à redução mundial de gases do efeito estufa. Os estudos realizados por Exbrayat et al. (2017) enriquecem as análises de Soares-Filho et al. (2006), corroborando com as informações de perda de biomassa e o aumento da emissão de CO<sub>2</sub>, acrescentando ainda informações relacionadas as variações climáticas.

Tais análises observaram o comportamento do fluxo de biomassa a partir da variação do ENOS através da fixação de carbono acima da superfície. Os dados analisados por Exbrayat et al. (2017) fazem parte de um conjunto de informações obtidas através de imagens de satélite, a partir da identificação da vegetação pelo processo de observação da profundidade óptica obtida por meio de micro-ondas (alta frequência).

Estes valores foram obtidos no período de 1993-2012 e correlacionados com os dados climáticos do *Climate Research Unit* (CRU), registrados pelo *Climate Data Operators* (CDO) a uma resolução de 25 Km. As informações sobre a variação ENOS foram baseadas no *Multivariate ENSO Index* (MEI) calculada pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Os resultados do experimento realizado por Exbrayat et al. (2017) na intenção de mensurar o déficit de biomassa foram obtidos através do cálculo da diferença entre a biomassa potencial e a observada. A biomassa potencial (Bp) foi definida como sendo o estoque de um possível armazenamento de carbono nas condições climáticas atuais e sob um desmatamento a nível de “governance” conforme a caracterização de Soares-Filho et al. (2006). Por sua vez, a biomassa observada (Bo) são os dados efetivos de reservas de carbono considerando as variações climáticas e a variação das taxas de desmatamento durante o período observado (1993-2012).

De acordo com Exbrayat et al. (2017) a intenção foi a de separar os déficits de biomassa induzidos pelo homem daqueles induzidos pelo clima. Os resultados indicaram que o fator humano foi responsável pelo aumento de aproximadamente 5% (1993=18% e 2012=23,3%) no déficit de carbono fixado na biomassa. O déficit de biomassa calculado foi superior 50 Mg C/ha<sup>-1</sup> nas áreas localizadas na região do “Arco do desmatamento” entre 10°S e 15°S. O “Arco do desmatamento” ou “Arco do fogo” foi definida por Becker (1982) como sendo uma região interligada por cidades que permitem a expansão econômica através da degradação da floresta através do desmatamento na intenção de expandir as fronteiras agrícolas.

Esta análise pode ser acrescida com Malhi et al. (2008) e Swann et al. (2015) que associam o crescimento do desmatamento nesta região a criação de gado e a produção de soja. Estas

considerações a respeito da principal região desmatada da floresta Amazônica são ilustrativas para a conclusão de Exbrayat et al. (2017). De acordo com as observações realizadas Exbrayat et al. (2017) concluíram que o déficit de carbono evolui progressivamente ao longo do tempo em função das atividades antrópicas que exercem o controle principal da biomassa, variando em positiva (desmatamento) e negativa (reflorestamento). Esta conclusão foi possível após observar a diferença entre o déficit de carbono ( $déficit = Bp - Bo$ ) nos intermédios do arco do desmatamento e nas regiões pouco degradadas ou intactas.

Nas regiões intactas ou com baixa degradação foi possível observar que houve correlação significativa entre a variação de carbono na superfície e a variação do ENOS. Exbrayat et al. (2017) observaram que durante as fases negativas (*La Niñas*) ocorrem anomalias positivas e nas fases positivas (*El Niño*) anomalias negativas. No entanto, quando analisados a variação de fixação de carbono nas áreas intensamente degradadas, o sinal ENOS é insignificante em relação a biomassa observada. Desta forma foi possível compreender, a partir dos resultados de Exbrayat et al. (2017), que o desmatamento e a subsequente rebrota provocados por fatores antrópicos se tornaram o principal fator de variação interanual do reservatório de carbono na superfície, superando os fatores climáticos nas regiões perturbadas da Amazônia.

As alterações climáticas observadas na Bacia Amazônica provocadas pelo desmatamento, de modo geral, com variações espaço-temporais, são caracterizadas pela diminuição de precipitação (Medvigy et al., 2011) e aumento de temperatura. Malhi et al. (2008) observaram que durante a estação seca a região do arco do desmatamento (sudeste) pode sofrer um significativo decréscimo de 50% na precipitação.

De acordo com Shukla et al. (1990) as alterações significativas no regime termopluvial da bacia ocorre em função da substituição da vegetação primária por pastagens (gramíneas). Está substituição equivale a alteração do albedo de 12,5% para 21,6%. Swann et al. (2015) concluíram que o albedo na bacia amazônica aumenta à medida que as florestas escuras são substituídas por gramíneas (relativamente mais reflexivas) associadas a diminuição drástica dos fluxos de calor latente. A consequência deste processo de substituição do uso do solo é a alteração no fluxo de transporte de energia para atmosfera e, conseqüentemente, alteração no fluxo de convergência de umidade.

Nas análises de Medvigy et al. (2011) as diminuições na convergência de umidade foram altamente correlacionadas ( $R^2=0,99$ ) com as mudanças na precipitação. Zeng et al. (1995), Malhi et

al. (2008) e Swann et al. (2015) mencionaram a importância da floresta em função da reciclagem para precipitação local. Pelos cálculos de Malhi et al. (2008), a reciclagem das chuvas entre 25% a 50% é fundamental para a constituição da maior parte da precipitação produzida por convecção local. Dessa forma é possível notar as consequências provocadas pela ausência da floresta no regime de chuvas durante a estação seca que depende em grande parte deste mecanismo local de convecção, afirma Malhi et al. (2008).

De acordo com a explicação de Swann et al. (2015) no pico da estação chuvosa a advecção de umidade em grande escala seria o suficiente para sustentar a precipitação sem a necessidade de fontes locais, considerando que no início e final destes períodos os fluxos de evapotranspiração local desempenham um importante papel. Consequentemente, Swann et al. (2015) analisam que existe uma grande possibilidade do desmatamento provocar o prolongamento da estação seca.

O experimento realizado por Shukla et al. (1990) que analisou a hipótese de a floresta tropical ser substituída por pastagem degradada, evidenciou o fator humano se sobressaindo ao aspecto dinâmico natural da atmosfera, assim como observado por Exbrayat et al. (2017). Já Alves et al. (2017) entendem que a mudança na cobertura do solo tem um efeito predominantemente restrito ao núcleo da região desmatada, tanto para a estação chuvosa e seca quanto para a média anual.

Na contramão à análise anterior, Shukla et al. (1990) e Zeng et al. (1995) possuíam a expectativa da redução de umidade como sendo uma consequência da diminuição potencial de evapotranspiração, em função da substituição do uso de solo, a qual seria compensada por processos dinâmicos e hidrológicos que provocariam o aumento na convergência do fluxo de umidade. Tal hipótese de Shukla et al. (1990) surgiu em função dos resultados obtidos a partir dos procedimentos adotados nas suas experiências através do acoplamento de um modelo biológico no modelo global atmosférico. As simulações foram realizadas para dois experimentos: *Control* e *Deforested*.

O modelo atmosférico com dezoito níveis foi capaz de descrever os principais parâmetros meteorológicos a uma resolução vertical de 30 Km e horizontal de 1,8° de latitude e 2,8° de longitude. Os experimentos tratam de uma simulação numérica realizada no período de um ano para os cenários de floresta tropical (*Control*) e de pastagem (*Deforested*). A diferença entre os dois experimentos (*Deforested - control*) indicaram um aumento de temperatura de até 2,5°C e uma diminuição no total de precipitação de até 800 mm (-26,1%). Esta redução de precipitação também

foi descrita Zeng et al. (1996) entre os percentuais de 20% a 30%. A segunda convergência entre as conclusões de Shukla et al. (1990) e Exbrayat et al. (2017) está na observação da inviabilidade de regeneração da floresta após desmatada o que conseqüentemente poderá provocar alterações climáticas irreversíveis na bacia Amazônica.

O efeito provocado pela diminuição da evapotranspiração na redução de precipitação em função substituição da vegetação por pastagem analisada em Shukla et al. (1990), também foi observada em Zeng et al. (1996) e Malhi et al. (2008). Os estudos realizados por Zeng et al. (1995) foram direcionados às análises do Comportamento dos Modelos de Circulação Global (MCG) em relação aos impactos observados no desmatamento da Floresta Amazônica e, desta forma, seria possível compreender os resultados obtidos por Shukla et al. (1990).

A redução no fluxo de convergência de umidade a partir da alteração do uso do solo segundo Zeng et al. (1996) pode ser analisada por três perspectivas. A primeira a partir da leitura de Charney (1975) que analisa como sendo um feedback provocado pelo aumento de albedo que reduz a energia da coluna superior de ar que, conseqüentemente, esfria e torna-se mais densa. O ar frio e denso com subsequente aquecimento para compensar o resfriamento induz o movimento descendente sobrepondo a circulação original e reduzindo a precipitação, conforme Zeng et al. (1996 APUD CHARNEY,1975).

A segunda razão está associada a disponibilidade de umidade. De acordo com Zeng et al. (1996) somente a redução da evapotranspiração não seria suficiente para reduzir a precipitação em função da diminuição do fornecimento de umidade necessária para gerar instabilidade na convecção. A entrada de umidade proveniente do Oceano Atlântico poderia ser um suprimento natural de compensação, porém devido a topografia da região da Floresta Amazônica, a precipitação ocorre intensamente antes ou apenas quando alcança a sua metade ocidental. Por outro lado, Malhi et al. (2008) comentam que a intensificação do gradiente de temperatura no norte do Atlântico em relação ao sul contribui para o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em períodos interanuais, fortalecendo a circulação de Hadley em escalas de tempo mais longas que provocam o aumento da duração e da intensidade da estação seca em grande parte do sul e leste da Amazônia.

O terceiro e último fator analisado foi a diminuição da extensão da rugosidade. Zeng et al. (1996) analisou o fator a partir das considerações de Dickinson e Henderson-Sellers (1988). A diminuição do comprimento da rugosidade reduz a transferência turbulenta de calor latente da



superfície para a atmosfera e, conseqüentemente, provoca o aumento de temperatura na superfície e melhora a emissão de radiação de ondas longas de acordo com Zeng et al. (1996 APUD DICKINSON E HENDERSON-SELLERS,1988). Para Medvigy et al. (2011) contribuem com as afirmações anteriores de Zeng et al. (1996) ao observarem nos seus estudos que a diminuição na radiação líquida está associada ao aumento no albedo e na emissividade, reduzindo a energia disponível para direcionar os fluxos de calor latentes.

A partir das suas respectivas análises, Zeng et al. (1996) desenvolvem as suas possíveis hipóteses baseadas na probabilidade de haver uma combinação de fatores, ou seja, o albedo e a rugosidade seriam possivelmente os mais determinantes pelo déficit de precipitação identificado a partir da alteração do uso do solo na bacia Amazônica. A rugosidade assume um importante papel na evaporação em função do efeito dinâmico que provoca anomalia na corrente de vento. Malhi et al. (2008) acrescentam que a rugosidade altera a velocidade do vento e, conseqüentemente, na convergência em larga escala de umidade atmosférica que gera precipitação.

Nas condições normais de floresta, a liberação de calor latente a partir da condensação é a principal força motriz da circulação de *Walker*. Zeng et al. (1996) analisaram que esta força motriz está relacionada a entrada de umidade impulsionada pelos ventos alísios que potencializarão o transporte de energia e umidade na célula de *Walker-Hadley* que, por sua vez, dispara a convecção úmida. Por outro lado, Zeng et al. (1996) estudaram o comportamento do mesmo mecanismo a partir do uso do solo formado por pastagens. De acordo com suas respectivas interpretações a diminuição de evaporação afeta diretamente à produção de calor latente, uma vez que ocorre uma redução de vapor d'água disponível na atmosfera para a condensação.

Medvigy et al. (2011) afirmam ter encontrado reduções em larga escala e maior magnitude de precipitação, geralmente associadas a grandes reduções na evapotranspiração. No caso da Amazônia, Swann et al. (2015) identificaram que em cada uma das várias regiões de foco, o fluxo total de calor latente diminui significativamente, com os maiores declínios no Pará (PA) e Rondônia (RO). Paralelamente, observa-se a diminuição da atuação dos ventos alísios e do gradiente da TSM do Oceano Atlântico. O resultado deste processo é o enfraquecimento da célula de *Walker* em função da desintensificação do transporte de energia e umidade impulsionada pela sua principal força motriz.

Os resultados encontrados por Shukla et al. (1990) e Exbrayat et al. (2017) podem ser explicados conforme as observações de Zeng et al. (1996) sobre os MCG que, conforme os mesmos,

são mais sensíveis à mudança de albedo, não apenas por causa da diminuição do aquecimento pelo infravermelho, mas principalmente por causa da diminuição drástica de evaporação e umidade.

As complexas análises realizadas por Zeng et al. (1996) proporcionam uma série de observações paralelas, uma delas é a similaridade da resposta atmosférica nas condições de desmatamento e ENOS durante a fase positiva, isto é, a diminuição de precipitação. Malhi et al. (2008) explica que durante o período de EN ocorre a supressão da convecção no norte e leste da Amazônia. Em ambas as situações ocorrem o enfraquecimento da circulação de *Walker* a partir das suas respectivas influências no regime convectivo. Porém conforme destacam os autores o desmatamento provoca mudanças relativamente permanentes nas condições de contorno, enquanto um EN é uma condição periódica que provoca uma instabilidade na dinâmica de interação entre o Oceano Pacífico e a atmosfera.

Zeng et al. (1996), Malhi et al. (2008) e Medvigy et al. (2011) destacaram também as consequências provocados por uma diminuição da cobertura de nuvens. De acordo com Swann et al. (2015) os aumentos na radiação de ondas curtas decorrem da diminuição de nuvens e precipitação. A pouca nebulosidade permite a entrada no sistema de radiação solar extra que é, principalmente, absorvida pela superfície e parte refletida através de ondas longas para a atmosfera. De acordo com os autores, essa entrada de energia extra no sistema de transporte de energia entre a superfície e atmosfera pode fazer a diferença na estabilidade atmosférica.

Por último, Zeng et al. (1996) a partir da análise da equação termodinâmica dos MCGs revela que a resposta do feito provocado pelo desmatamento pode ser amplamente explicada apenas pelos processos de transporte de energia de uma região convectiva pré-determinada. Em relação a observação anterior de Zeng et al. (1996) é possível acrescentar às considerações de Malhi et al. (2008). Conforme tais autores, é possível deduzir que seja menos provável que a região noroeste sofra grandes secas, pois, substancialmente, a precipitação na região é provocada pela convergência de umidade forçada pelos Andes, apesar de estar sujeita à redução da reciclagem de precipitação contra o vento no leste da Amazônia.

Nos estudos realizados por Medvigy et al. (2011) podem ser destacadas três aspectos importantes para as análises de impactos provocados pelo desmatamento em relação a precipitação e temperatura na Bacia Amazônica. O primeiro está relacionado a observação dos resultados a partir de modelos de alta resolução; o segundo, a quantificação de dias secos e úmidos e; por

último, também mencionado por Alves et al. (2017), o papel da nuvem na dinâmica de mesoescala como resposta integrante da atmosfera ao desmatamento.

As conclusões desses autores mencionados partem do desenvolvimento de um MCG que seja capaz de apresentar uma resolução variável através do acoplamento do *Ocean-Land-Atmosphere Model* (OLAM). O OLAM desenvolvido e testado por Walko e Avissar (2008) possui a capacidade de simular regiões específicas através de uma fina resolução capaz de comunicar consistentemente eventos de mesoescala aos de domínios globais. Ao fazer uso desta característica do modelo Medvigy et al. (2011) ajustou o mesmo para resolução de 25 Km na América do Sul. A sua respectiva estrutura vertical foi composta por 53 camadas que variaram em espessura de 200 m próximo a superfície a 2000 m próximo ao topo do modelo a 45 km.

A caracterização específica dos procedimentos realizados por Medvigy et al. (2011) será fundamental para a compreensão das suas respectivas conclusões que são fundamentais para análises de impacto envolvendo desmatamento, uma vez que o estudo pode ser considerado um divisor de águas entre aqueles que aplicaram MCGs e MCRs nos seus experimentos de simulações climáticas. Em todas as três simulações mencionadas foram utilizadas a resolução variável (25-200 km). Especificamente, a simulação CON foi baseada no uso do solo de 1992/1993. A série utilizada foi de 10 anos (1996-2006) a partir dos dados do reanálise de Kalnay et al. (1996) fornecidas pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP)/NCAR. Os dados de uso do solo utilizados nas simulações do modelo são resultados dos experimentos realizados por Soares-Filho et al. (2006), onde as estimativas foram baseadas em imagens de satélite e analisadas de acordo com as tendências históricas de uso e ocupação do solo como pavimentação de rodovias, redes de UCs (Unidades de Conservação), efetividade de UCs, taxas de desmatamento e tetos de terras desmatadas, entre 1997 a 2002. Tais experimentos ocorreram através de três simulações denominadas de CON (controle), BAU (Business as usual) e TOT (Desmatamento total). Na simulação BAU foi considerado o uso do solo projetado para 2050 e na simulação TOT representou o desmatamento da Amazônia entre 15°S e 0°/75° e 49°W. Os parâmetros utilizados para validação dos resultados das simulações analisados na resolução OLAM foram do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) com resolução de 25 Km. Os resultados dos vieses das simulações (TOT-CTRL) demonstraram que em média a precipitação da região desmatada sofre um decréscimo de 64 mm dia<sup>-1</sup>, principalmente, durante o verão.

No cenário BAU o desmatamento provoca na Amazônia oriental uma perceptível mudança que oscila entre positiva e negativa durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF). No cenário TOT o desmatamento na mesma região foi caracterizado por fortes quedas de precipitação entre 2-3 mm dia<sup>-1</sup>. Na Amazônia ocidental foram identificados declínios semelhantes em ambos os cenários (BAU e TOT). O período de setembro, outubro e novembro (SON) também foi sensível ao desmatamento. Nesta fase, o cenário BAU apresentou pequenos decréscimos na Amazônia central e acréscimos na região do planalto da Guianas e sul da Amazônia. No entanto, as alterações mais significativas foram observadas no cenário TOT, incluindo uma forte redistribuição de precipitação para o sudeste da Amazônia.

No período de MAM o cenário TOT apresentou diminuição (aumento) de precipitação em toda região central (sudeste) da Amazônia. No cenário BAU o padrão é semelhante, porém os aumentos são de maior intensidade e sob uma área maior conforme Medvigy et al. (2011). Em JJA, o cenário TOT provocou reduções de precipitação na Colômbia, Venezuela, no Planalto da Guianas e um pequeno aumento na região norte da bacia Amazônica. Os resultados trimestrais de Medvigy et al. (2011) são as referências iniciais a serem adotadas como parâmetros nas análises desta tese. A caracterização das frequências individualizadas a partir da contabilização de dias com mais (menos) de 0,25 mm dia<sup>-1</sup> em período úmidos e secos, Medvigy et al. (2011) conseguem identificar a variação espaço-temporal de precipitação na bacia Amazônica.

No cenário BAU (TOT) o desmatamento causa aumentos (diminuições) de dias úmidos da Amazônia oriental em DJF. Em MAM o desmatamento causa aumentos (diminuições) na intensidade da precipitação de dias úmidos no extremo leste da Amazônia e na Bolívia (Venezuela). No período de JJA, os impactos do desmatamento estão localizados, principalmente, ao norte da América do Sul. Apesar de haver semelhanças na distribuição dos padrões espaciais, no cenário TOT a diminuição de dia úmidos foi mais frequente na Venezuela. No período de SON a condição TOT apresenta maiores frequências de dias úmidos do que o cenário BAU no sul da Amazônia.

Ao concluírem suas análises Medvigy et al. (2011) fizeram algumas considerações a respeito do estudo realizado, no entanto, seus resultados são expressivos. A importância da identificação da diferença que ocorre na simulação de precipitação provocada pelo desmatamento em função da resolução do modelo fere a hipótese de haver o transporte de umidade de manchas florestadas para áreas desmatadas no interior da bacia Amazônica. Na bacia, o dipolo caracterizado pela diminuição

de precipitação a noroeste e aumento na região sul foi inicialmente observado em resoluções próximas de 300 km que é distinto das brisas de vegetação com escala de 10 km.

Medvigy et al. (2011) ao adotarem no seu procedimento de análise o modelo OLAM observaram que a redução de precipitação ocorre na região, porém com menor intensidade em relação aos resultados dos MCGs. Assim, Medvigy et al. (2011) a partir da observação anterior sugeriu que a dinâmica de mesoescala envolvendo os feedbacks relacionados a nuvens é uma parte que deve ser considerada na resposta da atmosfera ao desmatamento, uma vez que, não era possível observar nos MCGs.

Os estudos realizados por Alves et al. (2017) apresentaram procedimentos semelhantes ao de Medvigy et al. (2011) em relação a adoção de MCR. O modelo conhecido como PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies) foi utilizado nas simulações de Alves et al. (2017) na resolução de 50 km aplicados na avaliação de impacto provocado pelo desmatamento no período de 51 anos (1960-2010). As projeções aplicadas foram de Aguiar et al. (2015) para 2030 e 2050. Nos resultados, assim como em Medvigy et al. (2011) – apesar de fazer uso de projeções distintas de desmatamento – foi possível identificar o aumento de precipitação (próximos de 4 mm dia<sup>-1</sup>) no arco do desmatamento (norte do Pará) durante o período de DJF (JJA).

Na região ao norte e oeste, respectivamente, das regiões destacadas anteriormente conforme a análise, ocorreu uma compensatória diminuição de precipitação. Esta “compensação” de acordo com Alves et al. (2017) é resultante de um processo que se inicia a partir do aquecimento do clima da região Amazônica e a diminuição de evaporação. A combinação dessas consequências afeta o balanço energético à superfície e, conseqüentemente, alteram os gradientes de pressão e a circulação regional.

Os impactos climáticos provocados pelo desmatamento na América do Sul foi o foco da análise de Swann et al. (2015). Os autores consideraram as relações entre as interações biofísicas e a superfície da terra a partir do acoplamento do modelo ED2 utilizado por Medvigy et al. (2009) no MCR *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). As simulações do “EDBRAMS” foram realizadas na resolução de 100 km e alimentado pela combinação dos dados climáticos do *Global Meteorological Forcing Dataset for Land Surface Modeling* (1969-2008) com os dados globais do reanálise NCEP/NCAR.

Os dados de uso do solo atual (2002) e de projeção (2050) da bacia Amazônica foram baseadas em Soares-Filho et al. (2006). Para as demais regiões da América do Sul foram utilizados

dados de uso do solo de Hurtt et al. (2006). Os resultados de Swann et al. (2015) demonstraram que as simulações futuras das condições de uso da terra levam condições atmosféricas mais secas em relação aos dias atuais ocorrendo uma grande diminuição dos fluxos de calor latente na bacia Amazônica.

A partir deste cenário foi observado a diminuição de precipitação na região nordeste e leste da Amazônia (decréscimos próximos à 15 mm mês<sup>-1</sup>) e no sul do Brasil (decréscimos próximos à 5 mm mês<sup>-1</sup>) e um ligeiro aumento na região de Goiás e Mato Grosso de até 10 mm mês<sup>-1</sup>. Estas variações de precipitação observadas ocorrem principalmente no intervalo de novembro a abril. No período de maio a outubro a diminuição de precipitação é generalizada na metade oriental da Amazônia e mais intensamente na região noroeste do Pará. A variação de temperatura observada por Swann et al. (2015) foi caracterizada pelo aumento (diminuição) de até 1°C na região do planalto das Guianas (sudoeste do Pará), no noroeste da Amazônia (nordeste do território brasileiro), na Bolívia (região centro-oeste e metade norte de Minas Gerais) e na região sul do Brasil acrescido a metade ocidental do estado de São Paulo e triângulo mineiro.

O impacto demonstrado na simulação de precipitação, como mostrado neste estudo, é um pouco distinto daqueles obtidos por Silva et al. (2015), embora tenham analisado o impacto climático do mesmo desmatamento amazônico extrapolado, esquema de superfície (BATS), resolução espacial (~ 50 km) e a parametrização de convecção profunda utilizado era o de Grell (Grell, 1993)

## 4 DADOS E MÉTODOS

Nesta seção, descrevemos as principais características do RegCM4, os experimentos numéricos e as estratégias adotadas consideradas para abordar o impacto climático da América do Sul provocado pelo desmatamento da Amazônia.

### 4.1 MODELO

O RegCM4 é um modelo regional que resolve as equações para uma atmosfera compressível em coordenadas verticais de pressão sigma usando o método de diferenças finitas (Giorgi et al., 2012). O modelo inclui um esquema de divisão de tempo para integração de tempo e um termo de difusão horizontal nas regiões com fortes gradientes topográficos. Possui um esquema de relaxamento exponencial para o contorno lateral que permite uma transição suave entre a previsão do modelo de domínio interno e as condições de contorno lateral (Giorgi et al., 1993).

Para a transferência radiativa atmosférica, o RegCM4 utiliza o mesmo esquema do *Community Climate Model* (CCM3; Kiehl et al., 1996), sendo a taxa de aquecimento e os fluxos atmosféricos calculados de formas distintas para radiação solar e terrestre, para céu claro e nublado. O RegCM4 permite o uso de diferentes esquemas de convecção cumulus. Neste estudo utilizamos o esquema de Emmanuel (Emmanuel e Zivkovic-Rothman, 1999) sobre áreas continentais e o esquema de Tiedke sobre oceanos adjacentes. A precipitação na escala da grade é resolvida pelo esquema formulado por Pal et al. (2000). O processo de interação na interface solo-atmosfera no RegCM4 pode ser resolvido pelo Esquema de Transferência da Biosfera-Atmosfera (BATS) (Dickinson et al., 1993) ou pelo *Community Land Model*, CLM (Oleson, 2004).

Em nossos experimentos, usamos BATS. Próximo à superfície, os fluxos turbulentos de energia são calculados em função do coeficiente de arrasto, com base na teoria de similaridade aplicada na camada superficial. As parametrizações aplicadas no modelo foram baseadas nos

experimentos em Reboita et al. (2014), que concluiu que há duas tipologias de esquemas físicos mais adequados as simulações climáticas na América do Sul. Dentre estas tipologias sugeridas por Reboita et al. (2014) e, posteriormente, aplicadas por Llopart et al. (2017), a opção adotada nos experimentos realizados nesta tese foi o RegBATS, ou seja, o acoplamento do esquema físico de transferência entre a biosfera e atmosfera traduzido do inglês *Biosphere-Atmosphere-Transfer Scheme* (BATS) de Dickinson et al. (1993), tendo como camada limite planetária de Holtslag et al. (1990) e o parâmetro cumulus baseado na convecção de superfície de Grell (1993) e de oceano em Emanuel e Zivkovic-Rothman (1999).

A precipitação na grade do modelo é resolvida pelo esquema formulado por Pal et al. (2000). Ainda, em relação ao modelo foi necessário a realização de ajustes específicos na profundidade da zona de raízes e na camada total de solo para as áreas de floresta tropical de acordo com as sugestões de Zhang (2008), Da Rocha et al., (2012) e Silva et al., (2015).

Tal como discutido anteriormente, o aumento da profundidade da zona de raízes e a camada total permite o maior armazenamento de água no solo e, conseqüente, a intensificação da taxa de evapotranspiração e precipitação. Desta forma, com o objetivo de adaptar essas configurações do modelo as características das raízes de vegetação tropical, a profundidade da zona de raízes e na camada total de solo serão respectivamente alteradas de 1,5 para 3,0 e de 3,0 para 4,5.

## **4.2 Experimentos numéricos**

Para avaliar os impactos mensais do desmatamento no clima da América do Sul, comparamos duas simulações realizadas com o RegCM4 versão 4.6.1 (Giorgi et al., 2012). As simulações abrangem o período 1970-2003 a partir de duas simulações distintas: o CONTROLE (CTRL), com o uso do solo observado para o ano de 2018 conforme definido pelos produtos PRODES e MCD12Q1 (Friedl et al., 2010; INPE, 2020) para representar o uso do solo atual; e o DESMATAMENTO (DESM), com uso da terra prescrito pela extrapolação de Soares-Filho et al. (2006), assumindo o desmatamento sobre a região amazônica até o ano de 2050 (Fig.1). O DESM experimenta mudanças de uso do solo, com a substituição da floresta tropical por capim curto, conforme a Figura 1. Embora os produtos MCD12Q1 combinados com o PRODES apresentem uma alta resolução espacial de 500 metros, esses dados foram interpolados para o domínio de



simulações RegCM4 com 50 km de espaçamento horizontal da grade (Tabela 1).

Tabela 1 - Experimentos numéricos

Experimento	Uso do solo
CONTROLE (CTRL)	MCD12Q1 + PRODES (2018)
DESMATADO (DESM)	MCD12Q1 + PRODES + desmatamento extrapolado projetado para 2050 por Soares-Filho et al. (2006)

DESMATAMENTO (DESM), com uso da terra prescrito pela extrapolação de Soares-Filho et al. (2006), assumindo o desmatamento sobre a região amazônica até o ano de 2050.

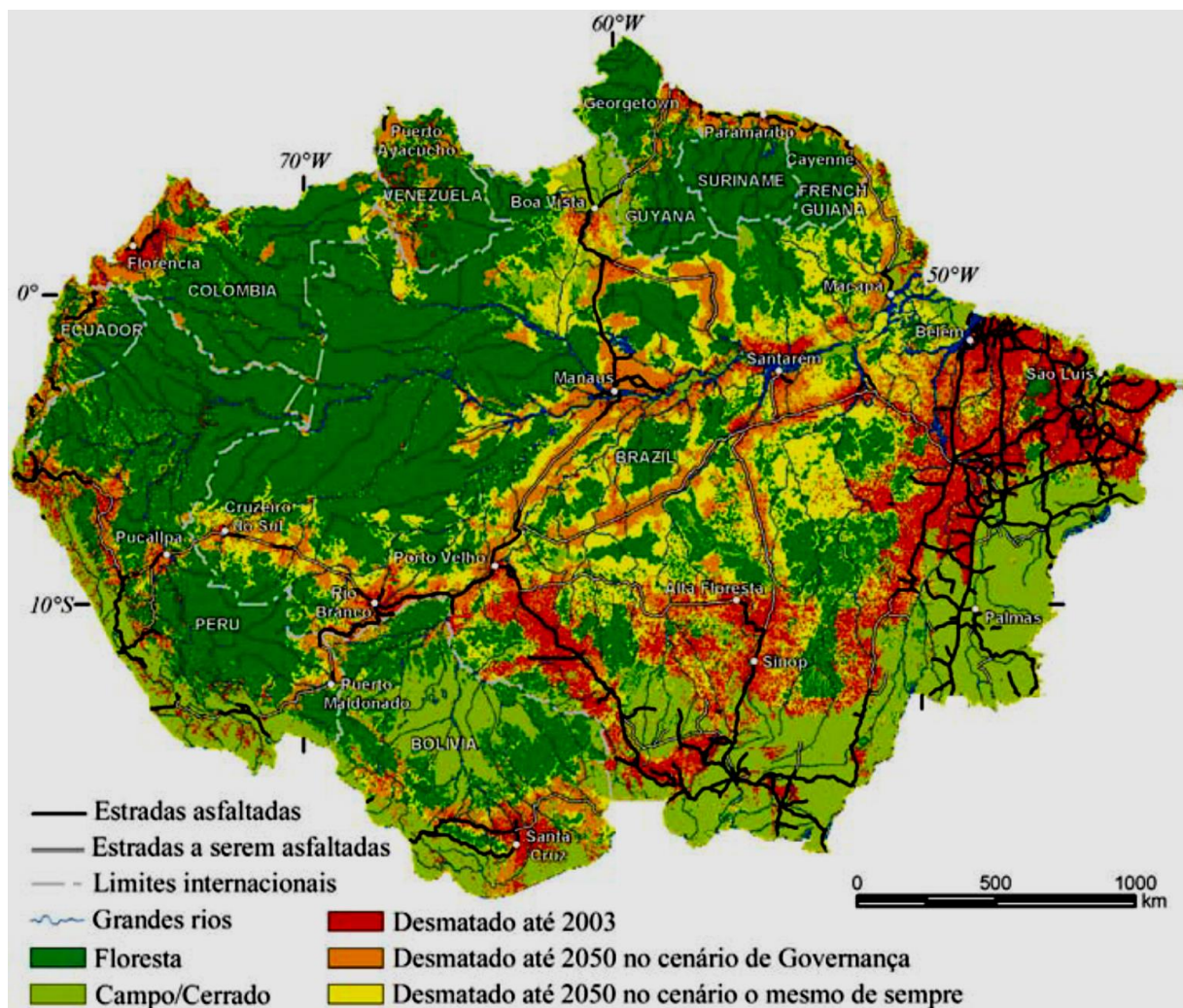


Figura 1. Projeção de desmatamento da bacia amazônica no cenário GOV para 2050. Fonte: Modelling Conservation in the Amazon Basin, Soares-Filho et al. (2006).

### 4.3 Dados

A reanálise I do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) forneceu as condições de contorno iniciais e laterais para a integração do RegCM4, enquanto os dados de temperatura da superfície do mar foram obtidos do conjunto de dados COBE (Ishii et al., 2005). As simulações CTRL da precipitação e temperatura do ar foram comparadas, respectivamente, com os conjuntos de dados do *Global Precipitation Climatic Center* (GPCC) (Schneider et al., 2011) e da University of Delaware (UDEL) (Matsuura e Willmott, 2015). Na tabela 2 é possível observar as especificações técnicas dos dados utilizados.

Tabela 2 - Dados

PRECIPITAÇÃO	
Fonte:	Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)
Banco de dados:	GPCC Full Data Reanalysis Version 7
Parâmetro:	Total mensal (mm)
Resolução:	50 Km (0,5° x 0,5°)
Amostra:	precip.mon.total.v7.1970_2003.nc

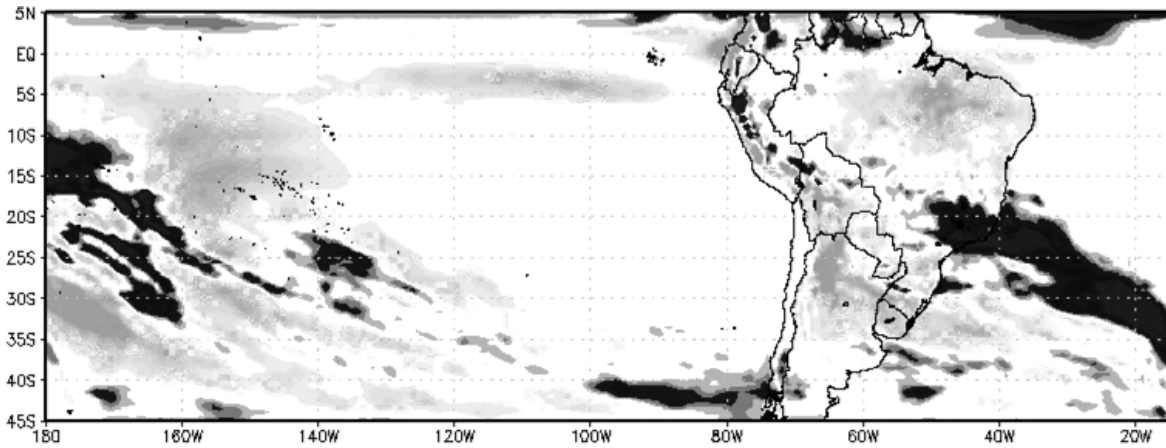
  

TEMPERATURA DO AR	
Fonte:	University of Delaware (UDEL)
Banco de dados:	Univ. of Delaware Precipitation and Air Temp v5.01
Parâmetro:	Média mensal (°C)
Resolução:	50 Km (0,5° x 0,5°)
Amostra:	air.mon.mean.v501.1970_2003.nc

### 4.4 Procedimentos metodológicos

A experiências realizadas foram baseadas em simulações numéricas entre 1968 a 2003 de possíveis cenários climáticos calculadas através do modelo RegCM4. Sendo os dois primeiros anos descartados. Os cenários simulados foram definidos como experimentos de controle (CTRL) e de desmatamento (DESM). A partir destes conjuntos de dados foram calculados os respectivos impactos provocados pelo desmatamento pelo bias (DESM - CTRL). Para realização deste

procedimento foi removido a tendência linear e sazonalidade por meio do *Climate Data Operator* (CDO) de cada conjunto de amostra (CTRL e DESM). Os dados de condição de contorno e inicial para a execução do modelo numérico constituirão a reanálise I do NCEP-NCAR (KALNAY et al., 1996), uma vez que há a necessidade de uma série temporal extensa (1970-2003). Conjuntos de reanálises de outros centros apresentam séries temporais com menor extensão, EraInterim (outras do ECMWF) JRA-55 por exemplo. A condição de contorno na superfície dos oceanos é representada pelos dados do Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55). O domínio espacial definido pelas coordenadas (180°O; 45°S) e (15°O; 5°N), tal como ilustrado na figura 2, engloba o oceano Pacífico e América do Sul, representando a propagação de ondas de baixa frequência desde o Pacífico Equatorial até a América do Sul.



**Figura 2.** Domínio espacial da área de estudo (180°O; 45°S) e (15°O; 5°N).

As equações (I) e (II) demonstram o cálculo envolvido no procedimento adotado anteriormente. (2020). As equações aplicadas estão disponíveis por Schulzweida (2019) através do *CDO User Guide* (Version 1.9.8). Assumindo a distribuição  $N(a + bt, \sigma^2)$  foi identificado a tendência linear através da equação (I) e, posteriormente, removida a tendência linear através da equação (II):

$$\begin{aligned}
 o_1(1, x) &= \frac{1}{\#S(x)} \sum_{t \in S(x)} i(t, x) - b(x) \left( \frac{1}{\#S(x)} \sum_{t \in S(x)} t \right) \\
 o_2(1, x) &= \frac{\sum_{t \in S(x)} \left( i(t, x) - \frac{1}{\#S(x)} \sum_{t' \in S(x)} i(t', x) \right) \left( t - \frac{1}{\#S(x)} \sum_{t' \in S(x)} t' \right)}{\sum_{t \in S(x)} \left( t - \frac{1}{\#S(x)} \sum_{t' \in S(x)} t' \right)^2}
 \end{aligned}
 \tag{I}$$

Em que;  $o_1$  e  $o_2$  determinam, respectivamente, o coeficiente linear e angular da reta.

$$o(t, x) = i_1(t, x) - (i_2(1, x) + i_3(1, x) \cdot t)
 \tag{II}$$

Em que;  $t$  = tempo ou período.

Assumindo as fases da ODP definidas por Silva et al. (2020) como sendo negativas nos intervalos de 1970-1976 (ODP 1) e 1997-2003 (ODP 3) e, positiva, no intervalo de 1977-1996 (ODP 2) foram calculadas as suas respectivas anomalias em relação a série temporal analisada (1970-2003). A partir da fórmula geral (III) foram calculadas as anomalias de precipitação e temperatura do ar à metros de altura.

$$(III) \quad A = ODP - TOTAL$$

Em que;  $A$  = anomalia, ODP = fase da Oscilação Decadal do Pacífico e TOTAL = período climatológico analisado (1970 a 2003).

Para a identificação das anomalias foram calculadas as respectivas médias mensais para cada fase da ODP e subtraídas em relação à média do período analisado definido como TOTAL (1970-2003).

$$(IV) \quad \bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

Em que;  $x$  = valores mensais e  $n$  = números de meses. Para ODP 1 e ODP 3;  $n = 84$ , ODP 2;  $n = 240$  e TOTAL = 408.

Para os cálculos dos impactos foram aplicados biases a partir da expressão:

$$(V) \quad Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N DESM(ODP) - CTRL(ODP)$$

Em que;  $N$  é o número total de meses, DESM e CTRL representam a média mensal dos valores para a condição de uso do solo na situação de desmatamento e de controle, respectivamente, para cada fase da ODP.

Os mesmos procedimentos apresentados para mensurar os impactos e as anomalias adotadas nos intervalos específicos das fases da ODP foram aplicadas para os respectivos intervalos das fases ENOS para cada fase da ODP. Adaptando a fórmula III e V para as fases ENOS temos o seguinte:

$$(VI) \quad A = ENOS_{ODP} - TOTAL$$

Em que; A = anomalia, ENOSODP = LN, EN ou Neutro para cada fase da ODP e TOTAL = 1970 a 2003.

$$(VII) \quad Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N DESM(ENOS_{ODP}) - CTRL(ENOS_{ODP})$$

Em que; ENOSODP = LN, EN ou Neutro para cada fase da ODP.

#### 4.4.1 Procedimentos específicos

Testes estatísticos foram necessários para serem integrados nas análises aplicadas. Este procedimento possuem a intenção de fornecer um parâmetro para diagnosticar a intensidade das anomalias e dos impactos provocados pelo desmatamento dos parâmetros climáticos analisados na América do Sul.

#### 4.4.2 Teste de Hipótese

O teste de hipótese possibilita avaliar os resultados dos cálculos das anomalias, dos impactos, incluindo a avaliação da performance do modelo na simulação dos dados a partir de parâmetros pré-definidos, como níveis de significância adotados para intervalos de confiança no caso das hipóteses nulas ou acima dos níveis críticos para os casos de hipóteses alternativas. No contexto deste estudo, as hipóteses nulas serão úteis para avaliação da performance do modelo e as hipóteses alternativas para mensurar o nível do impacto provocado pelo desmatamento em relação os valores médios de precipitação e temperatura do ar a 2 m na América do Sul. No entanto, nos cálculos realizados nas hipóteses foi considerado que os dados assumem uma distribuição normal.

A comparação entre os dados do RegCM4 e os observados do GPCC e UDEL fornecerá subsídios necessários para concluir a respeito da habilidade do modelo para a simulação de dados de precipitação e temperatura do ar a 2 m de altura. Para isso, será considerado a **Hipótese nula (Ho)**, isto é, os valores são estatisticamente iguais. No caso, a expectativa é que os valores simulados estejam variando entre o nível de confiança. Nesse sentido, há duas maneiras de avaliar a habilidade do modelo: a primeira através de um teste de precisão e a segunda através de um teste de exatidão. O teste de precisão avaliará o quanto a variação espacial dos dados da simulação do RegCM4 está próxima da variação espacial dos dados observados do GPCC e UDEL. O teste de exatidão, por sua vez, avaliará o quanto os valores dos dados simulados estão próximos dos valores dos dados observados (Figura 3).

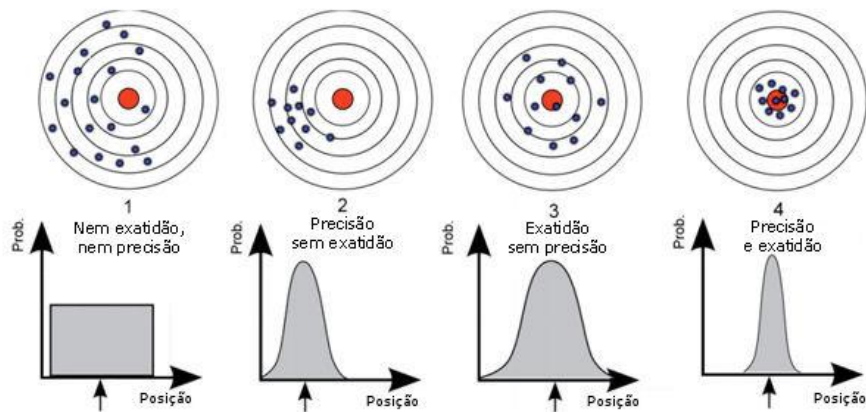


Figura 3. Precisão e exatidão.

Para checar a precisão do modelo na simulação dos dados de precipitação e temperatura do ar, o teste aplicado será o de Fisher-Snedecor conhecido como teste F. O teste F estatístico usa uma estatística F para comparar duas variâncias,  $s_1$  e  $s_2$ , dividindo-as. A equação para comparar duas variâncias com o teste f é:

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2} \quad (\text{VIII})$$

Onde foi assumido que:  $s_1^2$  (numerador) será a variância com maior valor e  $s_2^2$  (denominador) variância com menor valor.

A variância maior no numerador força um teste monocaudal à direita que são mais simples de calcular. O próximo passo foi calcular os graus de liberdade (gl). Para ambos os valores: gl (numerador) =  $n-1$  e gl (denominador) =  $n-1$ , em que  $n$  = número de elementos de cada amostra ou população.

Para o teste de exatidão foram utilizados dois tipos de testes distintos, o Teste T e o Teste Z. Nas análises climáticas as séries naturalmente são extensas sendo necessários testes mais adequados a esta condição. De acordo Hennemuth et al. (2013) do *Climate Service Center* da Alemanha o teste de significância definido como Teste Z seria o mais indicado para amostras de grandes tamanhos com número de elementos ( $n$ ) superiores a 30.

Na série 1970 a 2003 a quantidade de meses é igual a 408. No entanto, para avaliação da performance do modelo foi adotado como padrão uma análise mensal onde o  $n$  para cada mês é igual a 34 entre 1970 e 2003. Assim, adotou-se para avaliação da habilidade do modelo o Teste T. O Teste T apresenta duas fórmulas distintas, para dois tipos de situações, isto é, uma fórmula para

quando os desvios padrões são significativamente diferentes entre si (IX) ou são significativamente próximos (X).

$$\begin{array}{cc} \text{Se } \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2 & \text{Se } \sigma_1^2 = \sigma_2^2 \\ t_o = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2) - (\mu_1 - \mu_2)}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} & t_o = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2) - (\mu_1 - \mu_2)}{S_p \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \\ \text{(IX)} & \text{(X)} \end{array}$$

Onde, de acordo com Farber e Larson (2009) quando as amostras são grandes com “n” iguais e superiores a 30 pode-se usar s1 e s2 no lugar de  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  (XI).

$$\text{(XI)} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2}{N}}$$

Onde;  $\sigma_1^2$  e  $\sigma_2^2$  correspondem ao desvio padrão da amostra 1 e 2, respectivamente.

O cálculo dos graus de liberdade (v) para  $s_1^2 \neq s_2^2$  (XII) e  $s_1^2 = s_2^2$  (XIII):

$$\begin{array}{cc} \text{(XII)} \quad v = \frac{\left(\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}\right)^2}{\frac{(S_1^2/n_1)^2}{n_1 - 1} + \frac{(S_2^2/n_2)^2}{n_2 - 1}} & \text{(XIII)} \quad v = n_1 + n_2 - 2 \end{array}$$

Para avaliação dos impactos provocados pelo desmatamento serão utilizados os limites críticos dos biases calculados (DESM – CTRL) onde serão identificadas as diferenças significativas dos experimentos DESM – CTRL aplicados à precipitação e temperatura do ar na América do Sul. Para este procedimento será considerado a **Hipótese alternativa (H1)**, isto é, os valores dos biases são estatisticamente significativos.

Neste caso, os valores mencionados nas duas condições definidas pelas hipóteses possuem gradientes variam acima dos limites de confiança que são definidos de acordo com o percentual adotado para cada tipologia de teste aplicado. Para avaliação desta hipótese, o Teste T será substituído pelo Teste Z, uma vez que, nas análises climáticas as séries naturalmente são extensas sendo necessárias testes mais adequados a esta condição.

De acordo Hennemuth et al. (2013) do *Climate Service Center* da Alemanha o teste de significância definido como Teste Z seria o mais indicado para amostras de grandes tamanhos com

número de elementos (n) superiores a 30. Na série 1970 a 2003 é possível chegar a 408. O Teste Z (XIV;  $\sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$ ) possui a mesma fórmula do Teste T, porém tem um único valor crítico, o que torna o teste mais conveniente que o Teste T de Student que tem valores críticos separados para cada tamanho de amostra.

$$(XIV) \quad Z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) - (\mu_1 - \mu_2)}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$$

*Em que: n1 e n2 = tamanho da população 1 e 2;  $\mu_1$  e  $\mu_2$  média da população 1 e 2;  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  desvio padrão da população 1 e 2;  $x_1$  e  $x_2$  médias das amostras 1 e 2.*

## 5 ANÁLISES APLICADAS

As anomalias foram calculadas a partir do bias apresentado na fórmula V é a base dos cálculos de anomalias aplicados para todos os parâmetros analisados, além da precipitação e temperatura do ar a 2 m de altura. Assim, a fórmula foi aplicada na observação de omega em 500 hPa e radiação de ondas longas (ROL). A partir de omega em **500hPa** é possível identificar o comportamento da velocidade vertical do vento e, conseqüentemente, definir as regiões onde ocorreram movimentos ascendentes (convecção) e descendentes (subsistência), uma vez que, a velocidade vertical do vento em hPa/s (omega) é negativa para movimento ascendente do ar e positiva para movimento descendente, ou seja, no campo omega os valores negativos representam ar subindo e os positivos, ar descendo. As regiões de movimento ascendente estão sempre associadas à instabilidade atmosférica, assim sendo, áreas favoráveis ao desenvolvimento de nuvens.

A análise da variação do parâmetro ROL faz parte dos procedimentos adotados para a verificação da presença de nuvens convectivas, uma vez que, o continente sul-americano está localizado em grande parte na região tropical, onde a sua eficiência se deve as altas temperaturas. O ROL será um argumento adicional nas observações de impactos provocados pelo desmatamento, pois sendo um indicador de nuvens convectivas, cujos topos atingem altitudes elevadas e, normalmente, estão associadas à ocorrência de precipitação.

Desta forma, quanto mais alto estiver o topo de uma nuvem, mais baixa será a emissão de ondas longas e, por isso, a variável ROL pode ser utilizada como indicador de precipitação. Na meteorologia, a ROL é muito utilizada para indicar a presença de nuvens convectivas nos trópicos,



cujos topos atingem altitudes elevadas e, normalmente, estão associadas à ocorrência de precipitação. Quanto mais alto estiver o topo de uma nuvem, mais baixa será a emissão de ondas longas, e por isso a ROL pode ser utilizada como indicador de precipitação, porém, essa variável se baseia na temperatura da superfície dos alvos, devendo ser utilizada apenas nas regiões tropicais, pois a baixa temperatura da superfície terrestre das latitudes médias e altas, principalmente no inverno, propicia a interpretação errônea da presença de nuvens nessas regiões (Ohring et al., 1984).

### **5. 1 Definição das fases ENOS**

As fases ENOS foram identificadas de acordo com o padrão definido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O padrão definido como *Oceanic Niño Index* (ONI) possibilita identificar os eventos *El Niño* (quente) e *La Niña* (frio) no Pacífico tropical. O cálculo utilizado faz uso da média móvel de três meses consecutivos de anomalias de TSM na região Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W). Estas anomalias fazem parte do conjunto de dados mensais do *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSSTv5) desenvolvido por Huang et al. (2017). A partir deste resultado são observados aqueles que se sucedem em uma sequência de no mínimo cinco períodos consecutivos de anomalias iguais e superiores (inferiores) à 0,5 (-0,5), sendo os valores negativos indicativos de *La Niña* e os positivos de *El Niño*. Os períodos que apresentaram uma sucessão de anomalias médias inferiores à 0,5 (-0,5) foram definidos como sendo períodos transitórios do ciclo, sendo as negativas como TSM(-) e positivas TSM(+).

### **5. 2 Diferença entre os impactos das fases ENOS negativas e positivas**

Os impactos foram avaliados na perspectiva de observar o seu respectivo comportamento quando ocorre entres fases ENOS com sinais distintos para cada fase da ODP. Para isso foram extraídas todas as fases ENOS com sinal positivo (negativo) para cada fase da ODP, excluindo as fases neutras. O bias foi calculado realizado para cada pixel do continente, uma vez que, a frequência de fases ENOS para cada fase da ODP não podem ser consideradas significativas de acordo com os padrões médios estabelecidos pela OMM.

$$\text{Bias}_1 = \text{OP2 [EN]} (\text{DESM-CTRL}) - \text{ODP1 [EN]} (\text{DESM-CTRL})$$

$$\text{Bias}_2 = \text{OP}_2 \text{ [EN] (DESM-CTRL)} - \text{ODP}_3 \text{ [EN] (DESM-CTRL)}$$

$$\text{Bias}_3 = \text{OP}_2 \text{ [LN] (DESM-CTRL)} - \text{ODP}_1 \text{ [LN] (DESM-CTRL)}$$

$$\text{Bias}_4 = \text{OP}_2 \text{ [LN] (DESM-CTRL)} - \text{ODP}_3 \text{ [LN] (DESM-CTRL)}$$

Os resultados serão apresentados através de gráficos de regressão linear, radares e mapas. As diferenças foram calculadas entre a fase positiva da ODP em relação as suas respectivas fases negativas.

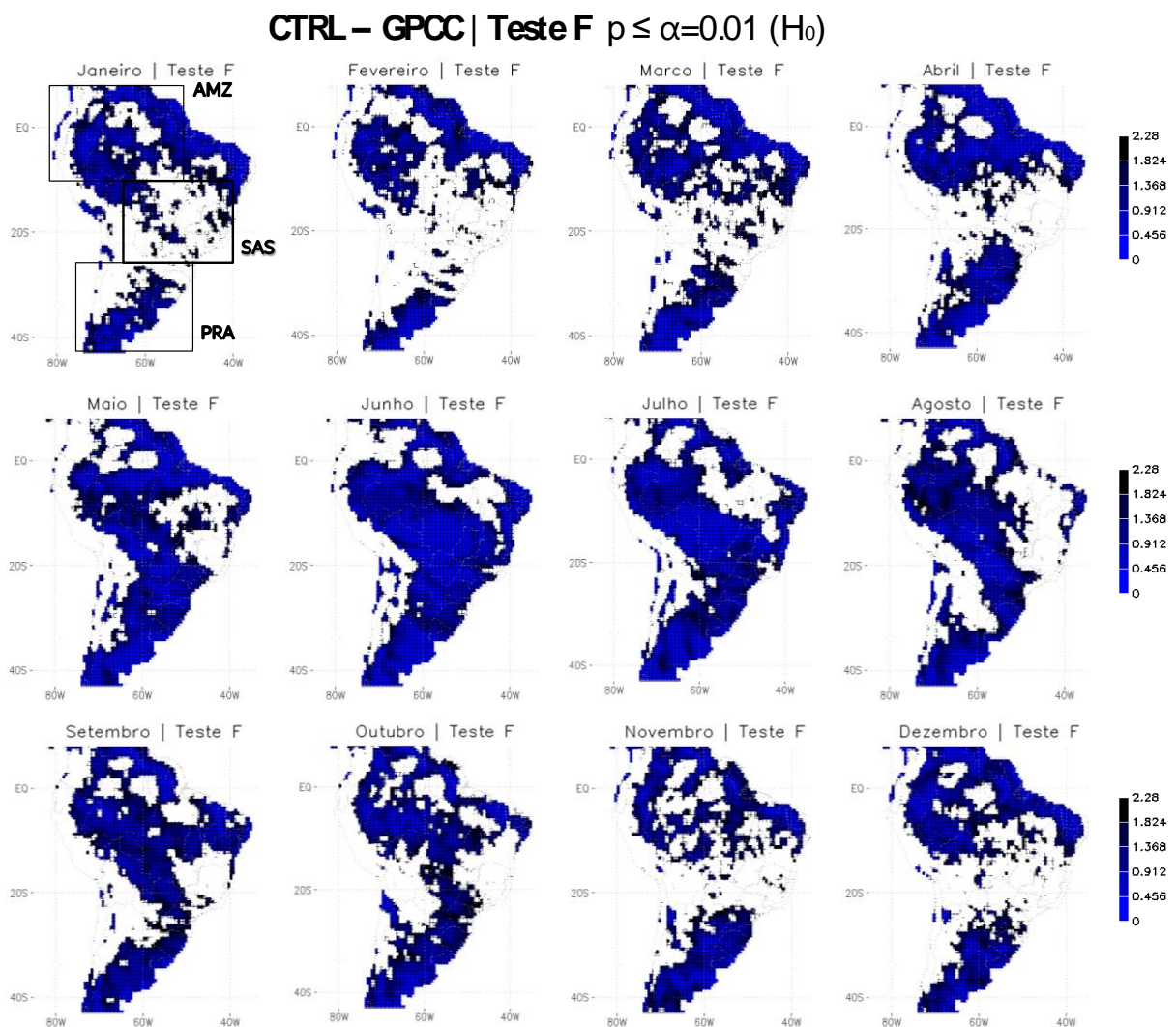
## 6 RESULTADOS

A seção de resultados está composta por cinco partes. Anteriormente à apresentação dos resultados referentes ao impacto climático decorrente do desmatamento na Amazônia, identificamos a habilidade do modelo RegCM4 para o período de 1970 a 2003.

### 6.1 Teste de Hipótese

A partir do teste de hipótese foi possível avaliar a diferença entre os dados simulados e observados. A comparação entre os dados do RegCM4 e *Global Precipitation Climatic Center* (GPCC) (Schneider et al., 2011) para precipitação e *University of Delaware Air* (UDEL) (Willmott e Matsuura, 2001) fornecerá subsídios necessários para concluir a respeito da habilidade do modelo para a simulação de dados de precipitação e temperatura do ar a 2 metros de altura. Para isso, há duas hipóteses a serem consideradas em função do percentual de confiança adotado: **Hipótese nula (H<sub>0</sub>):** os valores são estatisticamente iguais. **Hipótese alternativa (H<sub>1</sub>):** os valores são estatisticamente diferentes. Os valores mencionados nas duas condições definidas pelas hipóteses possuem gradientes que podem variar entre os limites superior e inferior ou acima destes limites críticos que são definidos de acordo com o percentual adotado para cada tipologia de teste aplicado. Para isso, avaliar a performance do modelo foi adotado como critério o a hipótese nula, ou seja, os valores simulados pelo RegCM4 oscilam dentro dos limites estabelecidos definido pelo nível de confiança para cada tipologia de teste adotado.

A performance do modelo em relação a precisão na simulação de precipitação e temperatura do ar a 2 m de altura são observados, respectivamente, nas figuras 4 e 6. A partir na hipótese nula observamos que o modelo RegCM4 foi significativamente preciso, isto é, os valores simulados são estatisticamente iguais aos observados em 65% para os dados de precipitação e 98% para os dados de temperatura do ar.



**Figura 4.** Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da precipitação.

A variação mensal do percentual de precisão na América do Sul observados através das imagens das figuras 5 e 7 demonstram que as regiões AMZ (Amazônia) e PRA (Prata) não possui elevadas alterações em relação ao seu padrão médio para precipitação, porém a região SAS (Sudeste da América do Sul) a precisão da simulação em relação ao verão diminui em média 31% (Figura 5). Para temperatura do ar a precisão é homogênea não havendo significativas alterações

espaço-temporais, porém os dados simulados para a região PRA demonstram-se ser 5% menos precisos (Figura 7).

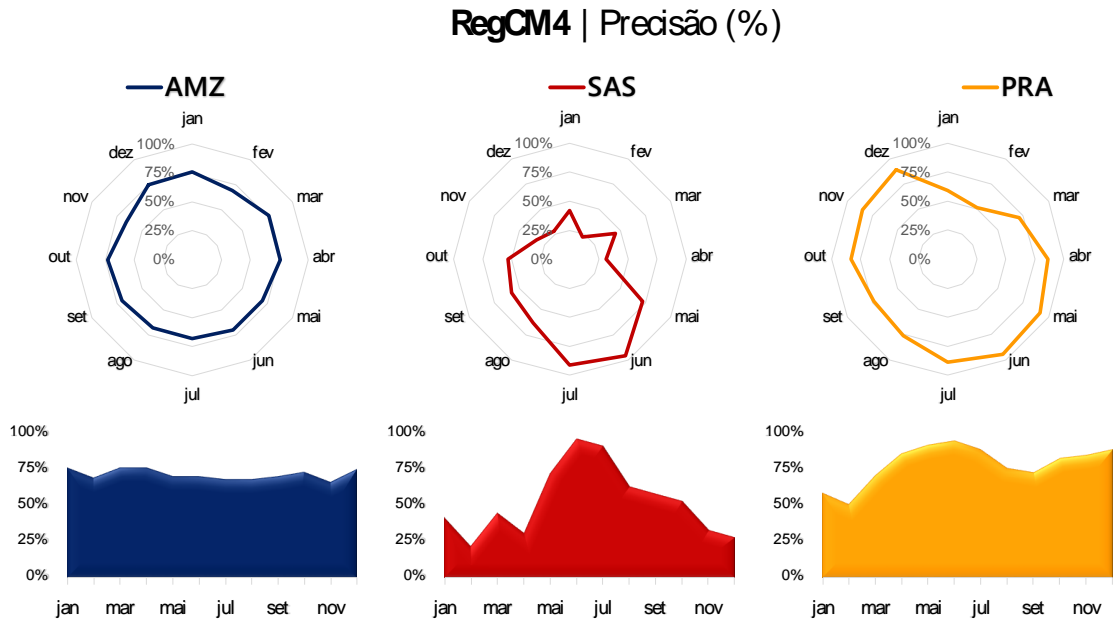
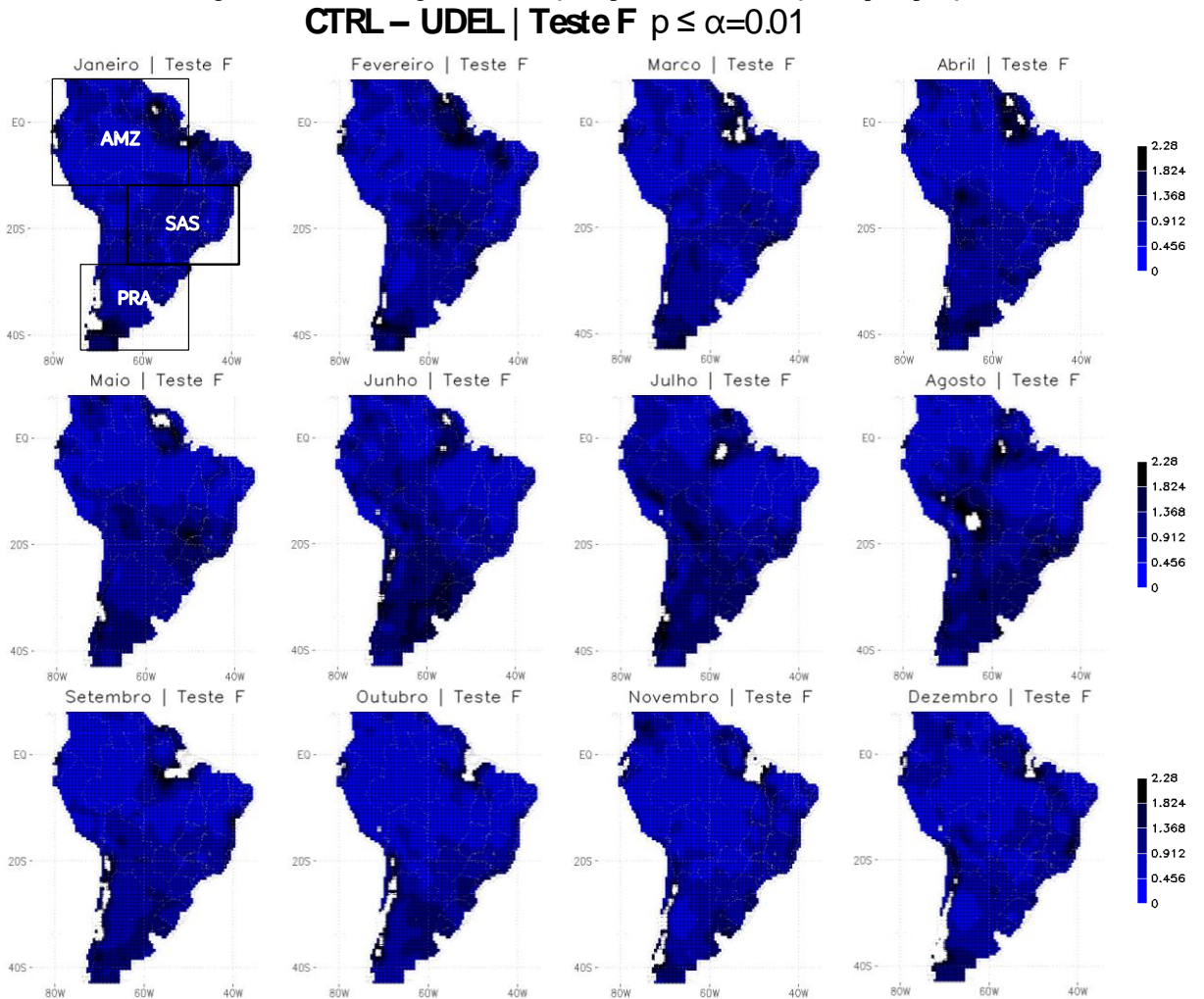
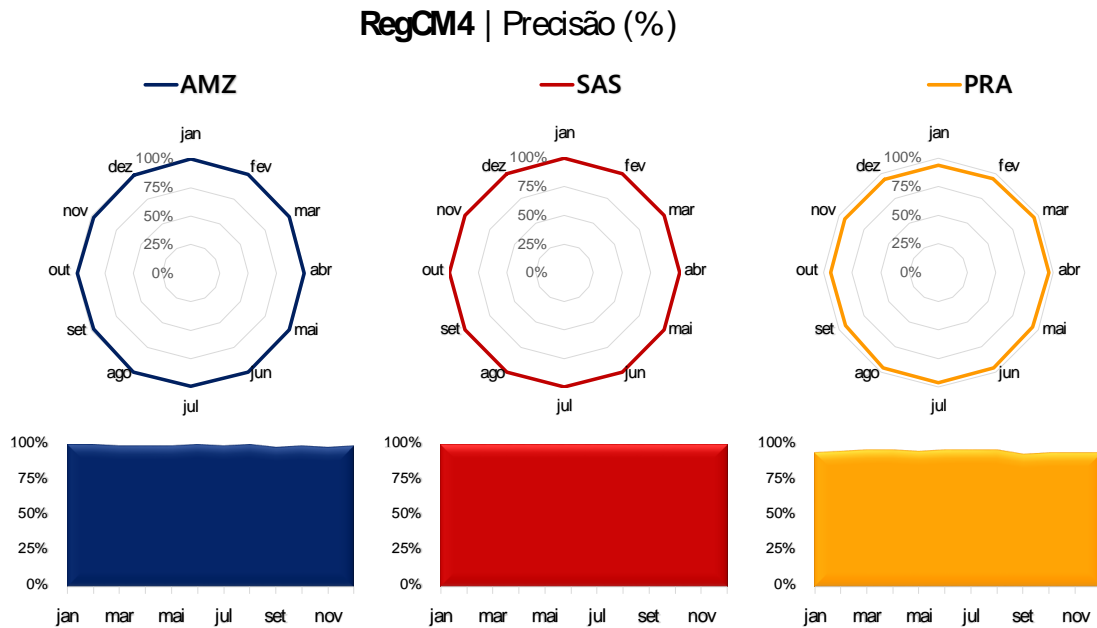


Figura 5. Performance regional do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da precipitação.

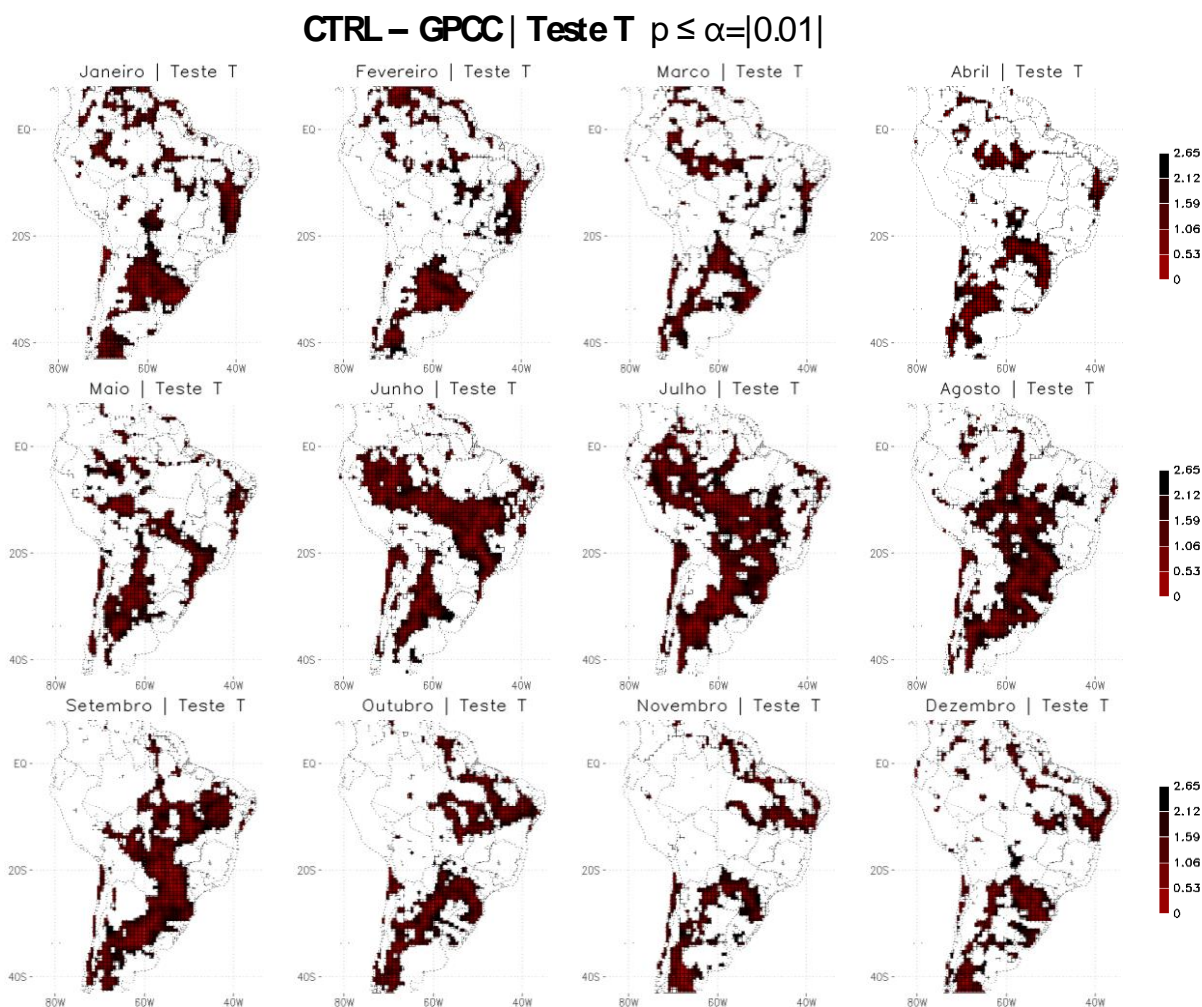


**Figura 6.** Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura.



**Figura 7.** Performance regional do modelo RegCM4 em relação a precisão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura.

O teste de exatidão (Teste T) revelou o quanto os valores dos dados simulados estão próximos dos valores dos dados observados (Figuras 8 e 10). As regiões coloridas indicam que os dados simulados são significativamente próximos aos dados observados. A partir da hipótese nula é possível notar através das figuras 9 e 11 que a simulação dos dados de precipitação foi 10% mais exata do que a simulação da temperatura do ar. O resultado para esta tipologia de teste demonstrou que o RegCM4 foi capaz de simular valores de precipitação e temperatura do ar próximos aos dos dados observado do GPCC e UDEL, respectivamente, em 30% e 20%.



**Figura 8.** Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da precipitação.

De modo geral a variação espacial dos dados da simulação do RegCM4 estiveram próximas da variação espacial dos dados observados do GPCC e UDEL. O resultado do teste para precipitação (Figura 9) indica que a simulação foi mais exata nas regiões SAS e PRA do que na região AMZ. Nas regiões destacadas apenas SAS apresentou diferença de 24% nas variações temporais entre o inverno (40%) e o verão (16%), sendo os dados simulados mais exatos ocorrendo no inverno. Ao observar os testes para temperatura do ar (Figura 11) nota-se que não há uma significativa alteração no padrão temporal, porém, especialmente, os valores simulados da região SAS e PRA foram, respectivamente, 19% e 23% mais próximos dos valores da UDEL quando comparados a região AMZ.

## RegCM4 | Exatidão (%)

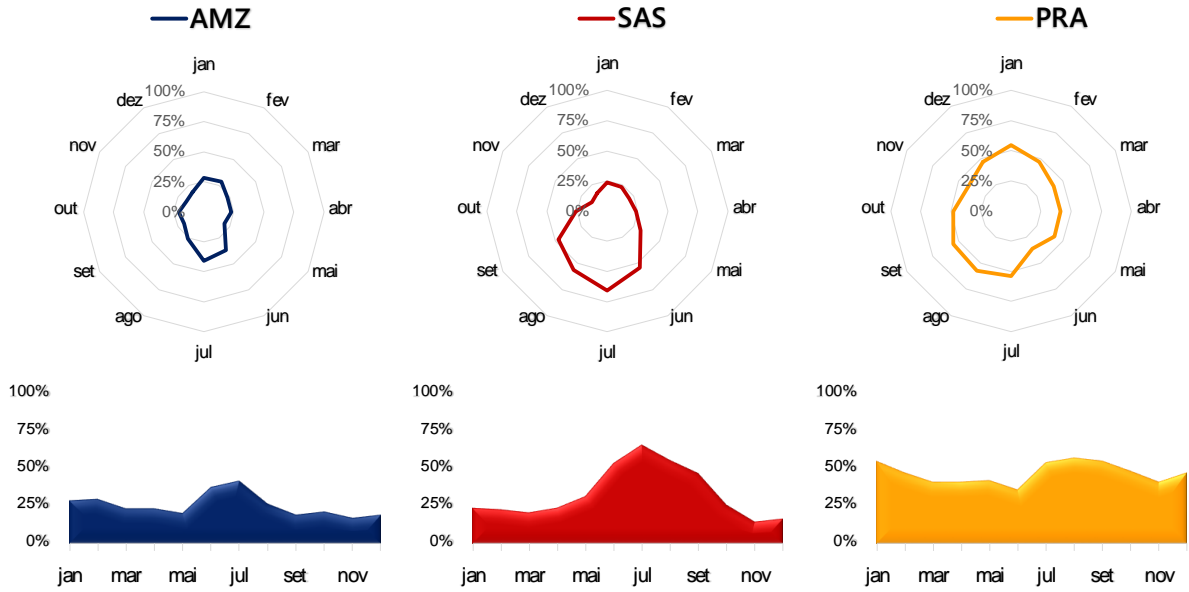
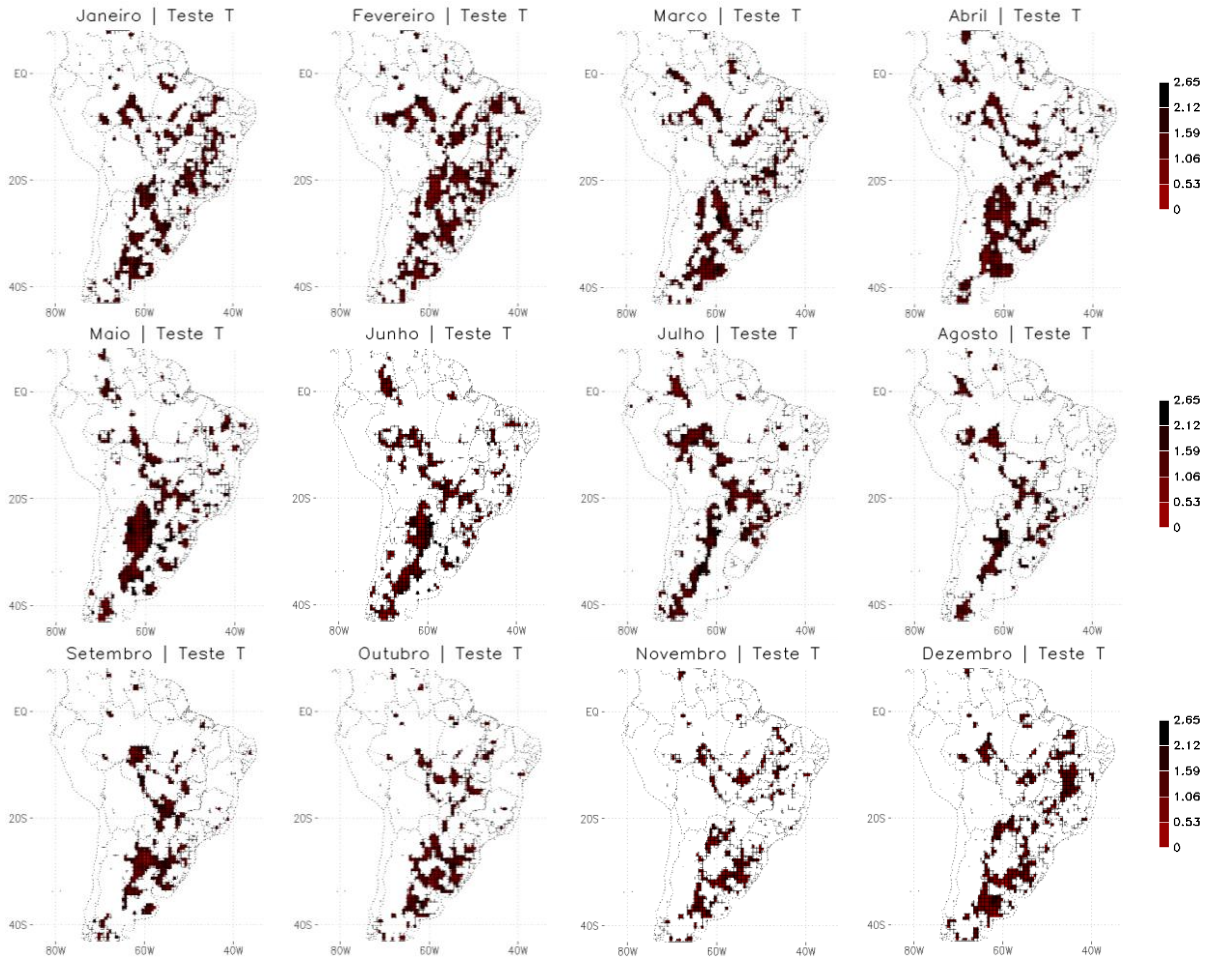
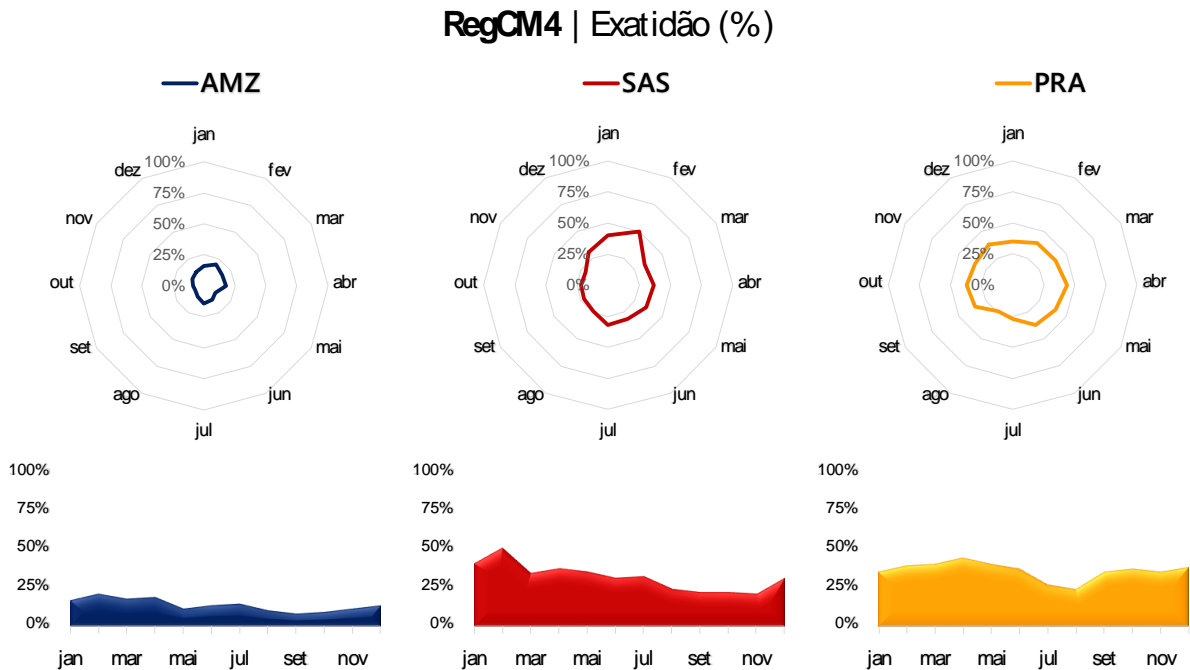


Figura 9. Performance regional do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da precipitação.

## CTRL – UDEL | Teste T $p \leq \alpha = |0.01|$



**Figura 10.** Performance espacial do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura.



**Figura 11.** Performance regional do modelo RegCM4 em relação a exatidão na simulação da temperatura do ar a 2 m de altura.

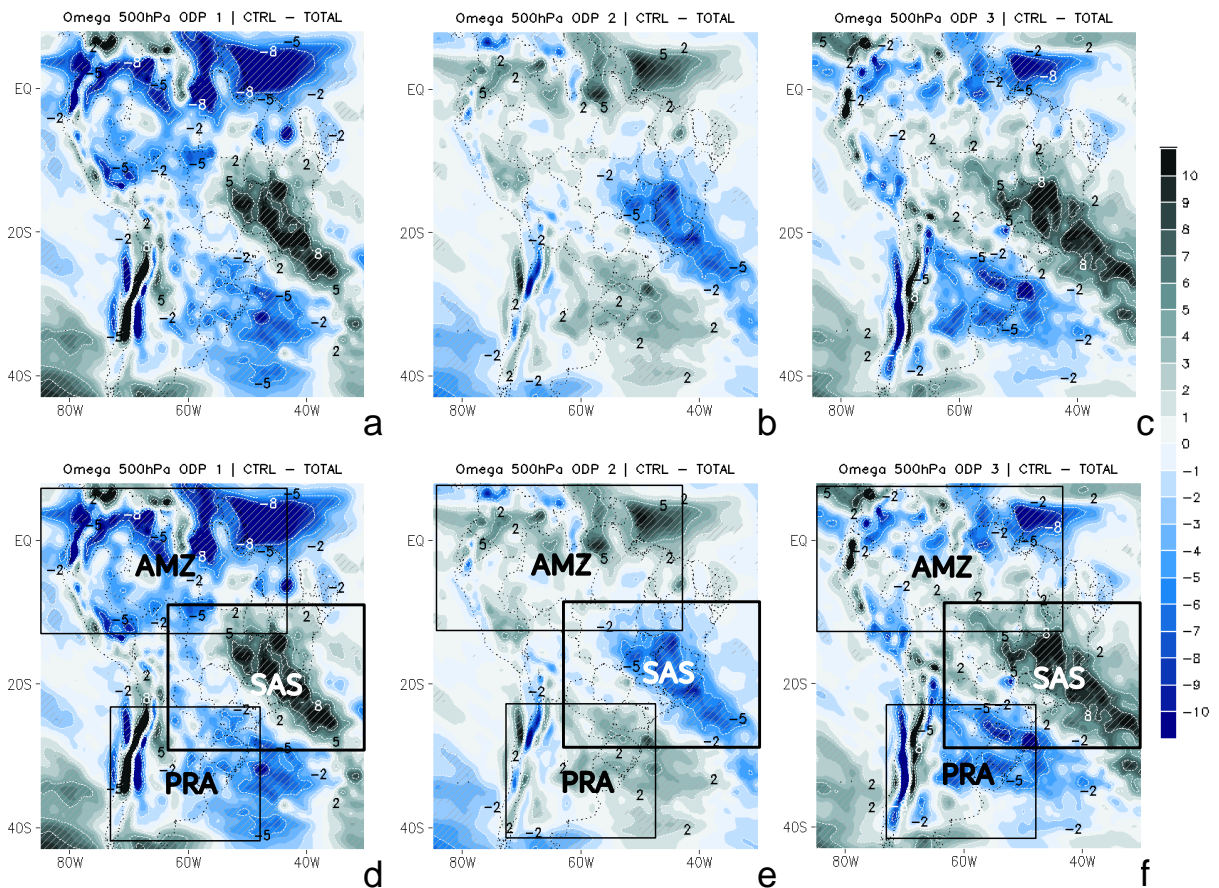
## 6.2 Anomalias na Oscilação Decadal do Pacífico

Neste capítulo serão apresentadas as anomalias dos principais parâmetros meteorológicos analisados. Os resultados foram individualizados para cada fase da ODP e definidos em relação à climatologia de 1970 a 2003. As individualizações ocorreram conforme Silva et al. (2020). Fases negativas (1970 a 1976; ODP 1 e 1997 a 2003; ODP 2) e a positiva (1977 a 1976; ODP 3). Os parâmetros envolvidos na análise foram: omega em 500 hPa, radiação de onda longa (ROL), precipitação e temperatura do ar.

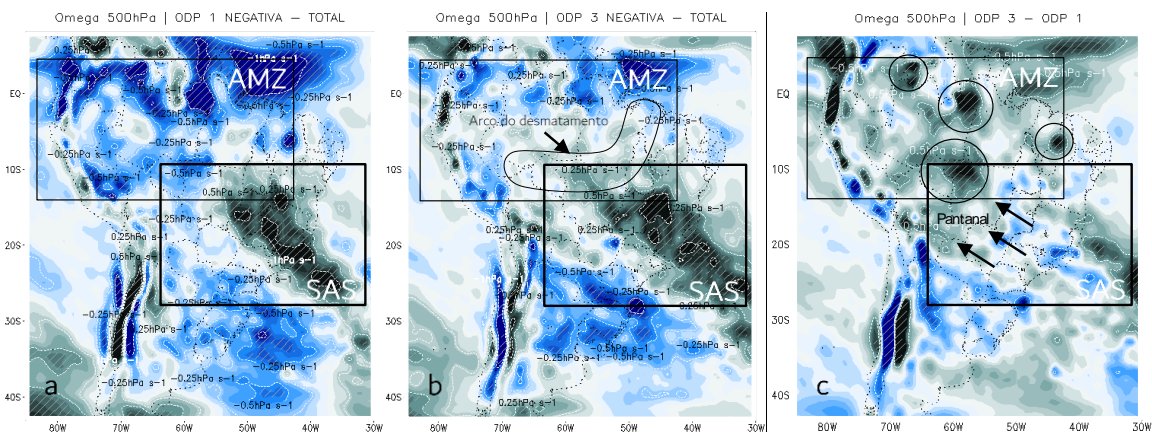
### 6.2.1 Anomalias de Omega em 500 hPa

As anomalias de omega a 500 hPa (Fig.12) demonstraram a existência de um dipolo que oscila de sinal entre as fases negativas e positivas da ODP. Nas fases negativas da ODP (1 e 3) são observadas no sudeste (Bacia do Prata) e norte da América do Sul, áreas com anomalias negativas de omega em 500 hPa (Fig.12d, f), o que representa a intensificação de movimento ascendente do ar (ou, intensificação do movimento descendente). Durante a fase positiva da ODP (Fig.12b), observam-se sinais contrários no sudeste da AS, com enfraquecimento do movimento ascendente do ar (ou, intensificação do movimento descendente). Balanço entre as fases negativas (ODP 3 – ODP 1) (Fig.13c).



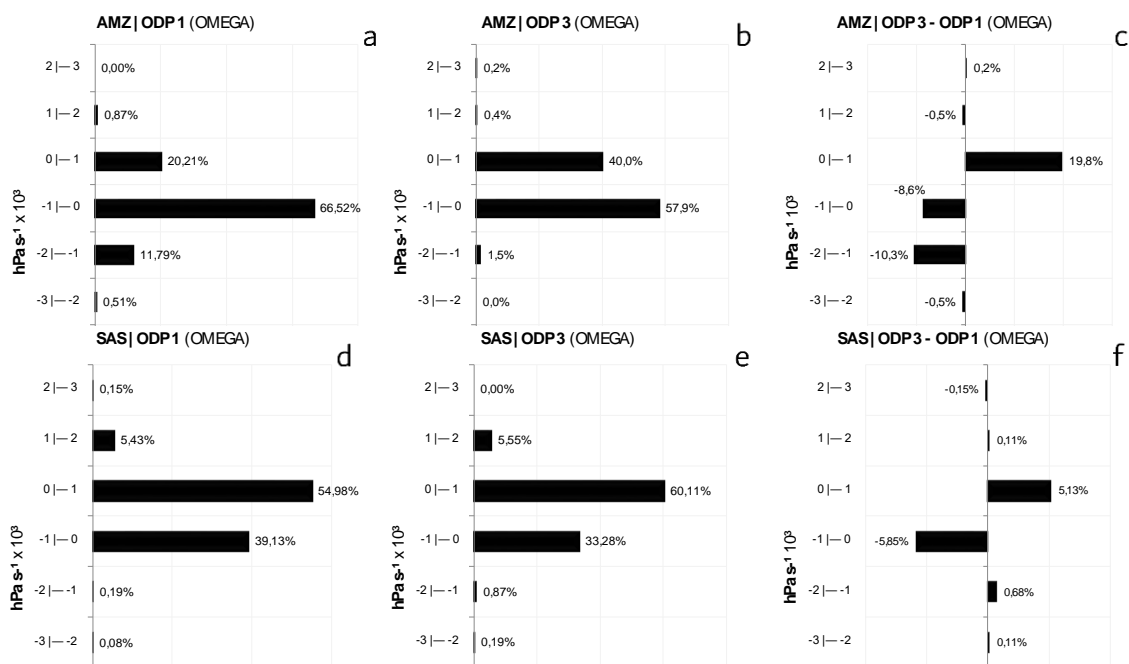


**Figura 12.** Anomalias de Omega ( $\text{hPa s}^{-1}$ ) nas fases da ODP em relação a Climatologia de 1970-2003 (TOTAL). D, E e F representam o campo de anomalias (A; alta pressão e B; baixa pressão) relacionadas aos respectivos movimentos atmosféricos observados em cada fase da ODP. (A) ODP 1, (B) ODP 2 e (C) ODP 3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ).



**Figura 13.** Anomalias de omega em 500 hPa; (a) PDO1, (b) PDO3 e (c) diferença entre as duas fases (ODP 3 - ODP 1).

A fase positiva da ODP (2) ficou caracterizada pelo padrão inverso, com anomalias negativas de omega em 500 hPa no centro-leste e anomalias positivas no sudeste da AS. A região norte da América do Sul, assim como o sudeste, ficou também caracterizada pelo enfraquecimento dos movimentos ascendentes do ar (Fig.12b,e). Os histogramas das anomalias regionais de omega (AMZ e SAS) apresentados na figura 14 identificam os intervalos da variação das anomalias e o balanço entre as fases negativas e positivas da ODP.



**Figura 14.** Histogramas das anomalias regionais de omega (AMZ e SAS) e o seu respectivo balanço nas fases 1 e 3 da ODP. Os gráficos inferiores aos histogramas indicam o percentual da anomalia avaliada a partir parâmetro do sinal predominante da 1ª fase da ODP.

### 6.2.2 Anomalias de radiação de onda longa - ROL

Os campos de anomalia de ROL apresentados na figura 10 corroboram com os padrões obtidos para a velocidade vertical omega em 500 hPa (Fig.12), indicando anomalias negativas em áreas de intensificação de movimento ascendente (ou enfraquecimento de movimento descendente) e anomalias positivas em áreas de enfraquecimento do movimento ascendente (ou enfraquecimento do movimento descendente). Assim, como para a velocidade vertical (Fig.15), os padrões de ROL entre as distintas fases da ODP indicam a presença de dipolos entre o centro-leste e o sudeste da AS. A comparação entre as duas fases negativas ODP1 e ODP3 indica, assim como os dados de omega em 500 hPa, que, em média, o período da ODP3 apresenta menos nebulosidade profunda (ou frequente) no norte da AS, enquanto no sudeste ocorre mais intensificação da nebulosidade na fase ODP3 em relação à ODP1 (Fig.16).

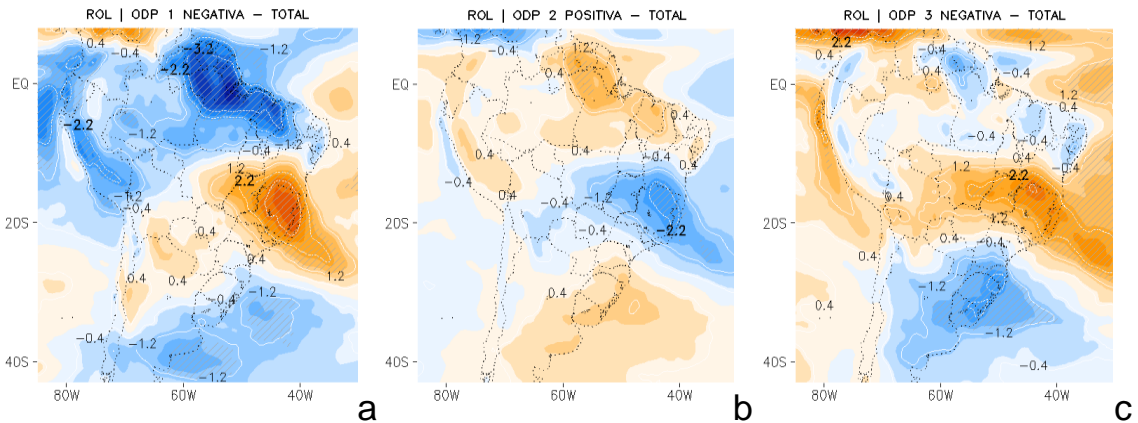


Figura 15. Anomalias de ROL ( $W m^{-2}$ ). (a) ODP1, (b) ODP2 e (c) ODP3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ).

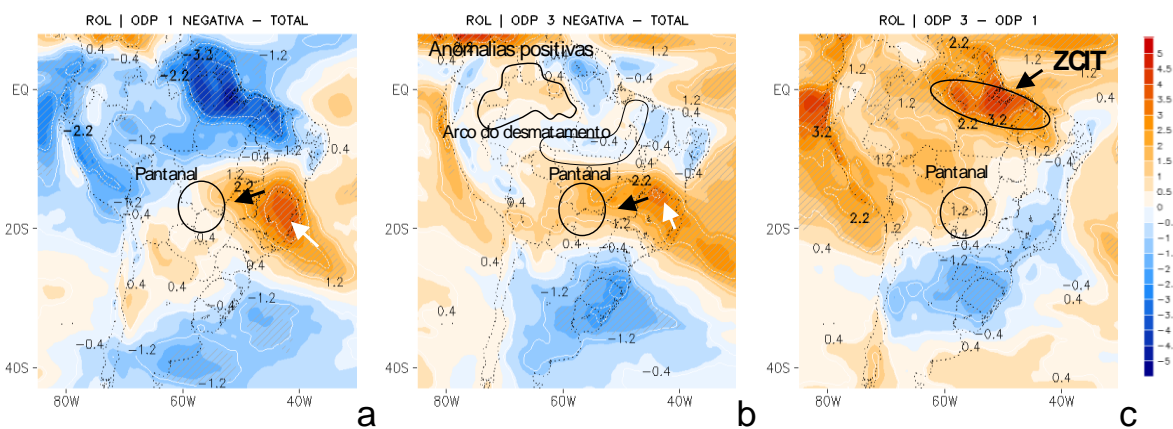


Figura 16. Idem à Figura 13, porém para ROL.

Nos histogramas de ROL (Fig.17) demonstram que ocorre a inversão de sinal das anomalias entre as fases negativas da ODP, ou seja, de negativas na ODP1 para positivas na ODP3.

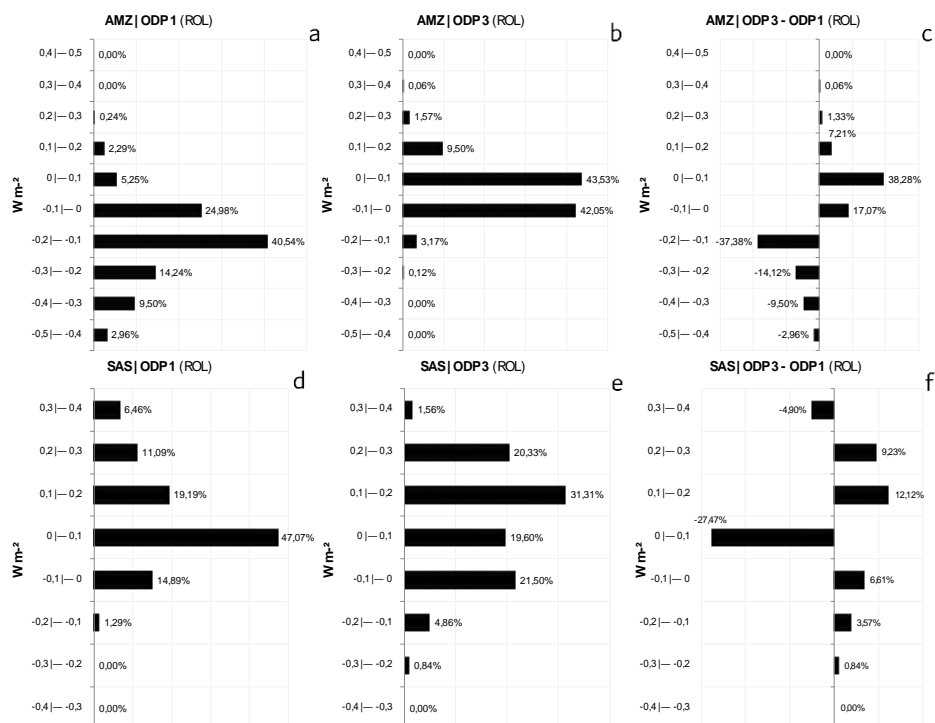


Figura 17. Idem a figura 14, porém para ROL.

### 6.2.3 Anomalias de precipitação

Os mapas com as anomalias de precipitação simulada pelo RegCM4 são consistentes com os apresentados para a velocidade vertical em 500 hPa e ROL (Fig.18), apresentando um padrão espacial tipo dipolo nas regiões centro-leste e sudeste da América do Sul entre as fases negativas e positiva da ODP. Nas fases negativas, observamos anomalias negativas de precipitação na região centro-leste e anomalias positivas no sudeste da AS. Na fase positiva, o padrão espacial é o oposto. Na região norte da AS, a fase positiva da ODP (ODP2) apresenta anomalias negativas em relação ao observado nas fases negativas (ODP1 e ODP3).

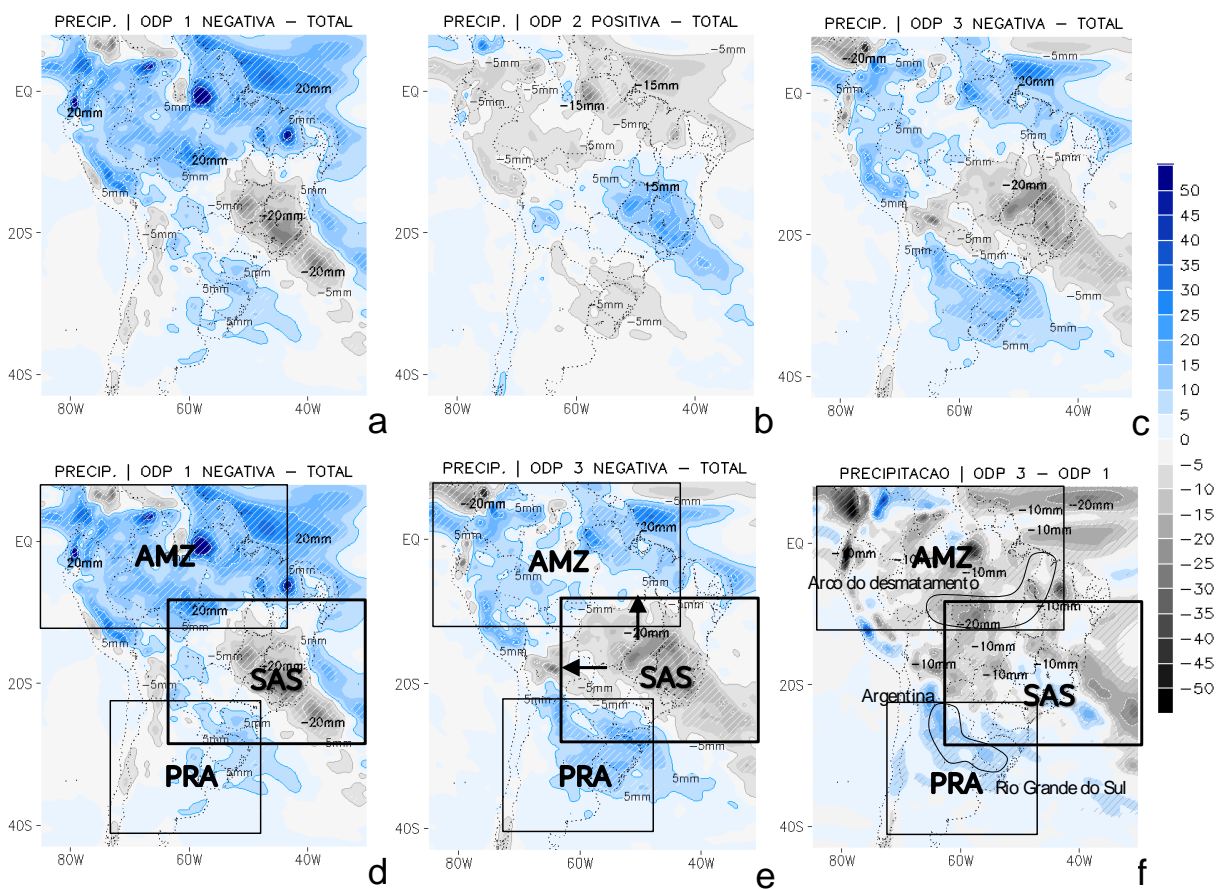


Figura 18. Idem à Figura 12, mas para a precipitação do experimento CTRL realizado com o RegCM4.

Nos histogramas (Fig.19) as anomalias de precipitação observadas na região AMZ nas fases negativas da ODP são predominantemente positivas, porém na ODP3 aumenta na região a contagem de pixels negativos (Fig. 19a,b,c). Na região SAS ocorre o aumento (diminuição) na frequência de anomalias negativas (positivas) na terceira fase da ODP (Fig.19d,e,f). Por último, na região PRA as anomalias positivas na ODP3 aumentam em relação a frequência e intensidade em relação a ODP1 (Fig.19g,h,i).

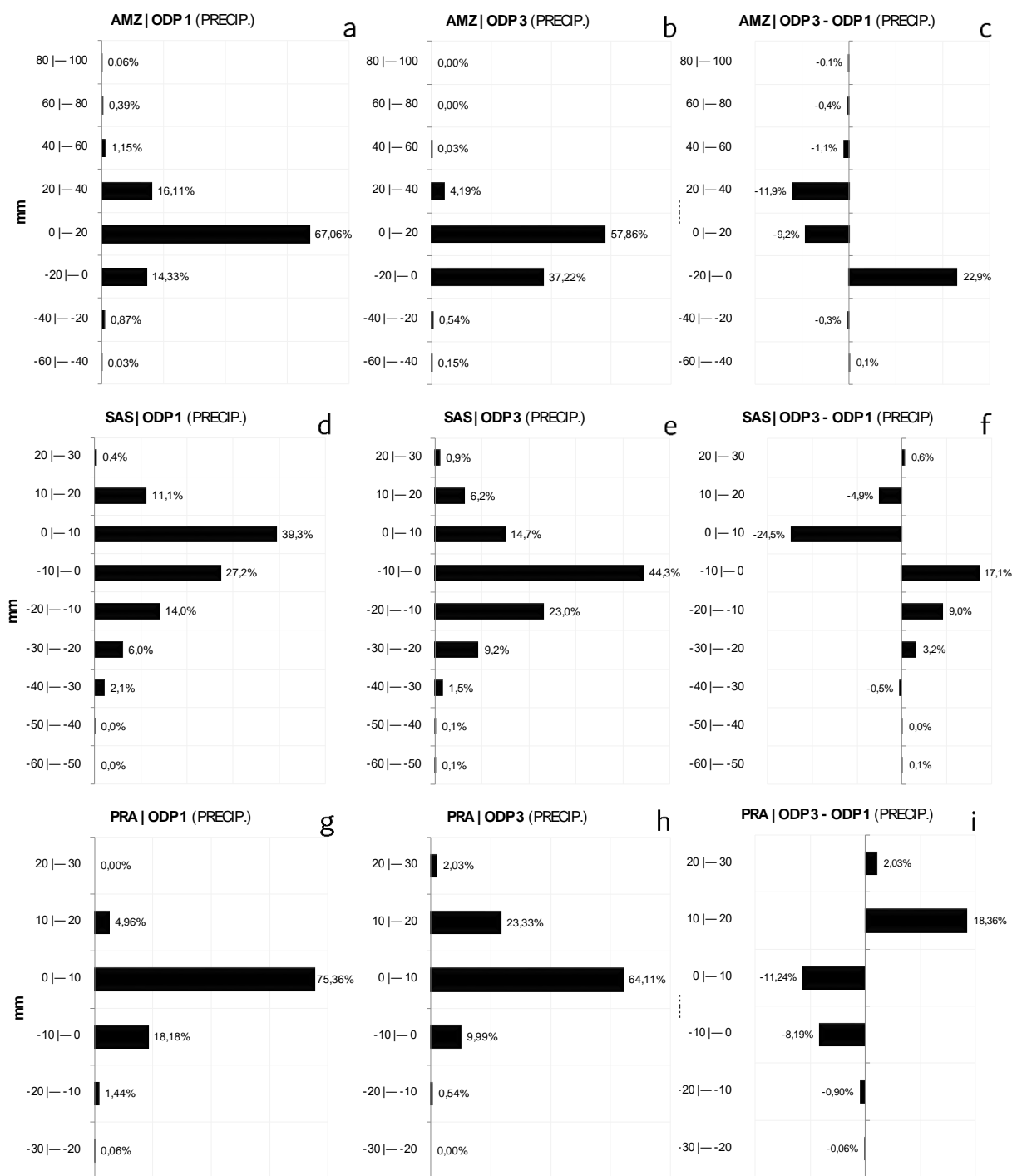


Figura 19. Idem a figura 14, porém para as anomalias regionais de precipitação (AMZ, SAS e PRA).

### 6.2.4 Anomalias da temperatura do ar a 2 m de altura

O padrão espacial de anomalias da temperatura do ar na América do Sul, assim como as demais variáveis analisadas nas fases negativas e positivas da ODP, apresenta o dipolo caracterizado por invertidos entre o centro-leste e o sudeste do continente (Fig.20). As áreas com anomalias negativas de temperatura do ar ocorreram nas mesmas áreas onde foi observado

aumento da nebulosidade e da velocidade vertical ascendente (ou enfraquecimento do movimento descendente). As áreas com anomalias positivas da temperatura do ar estão associadas às áreas com diminuição da formação de nebulosidade e do movimento ascendente (ou intensificação do movimento vertical descendente), como no centro-leste da AS, nas fases negativas da ODP e, no sudeste da AS, no período positivo da ODP. A diferença entre as duas fases negativas da ODP (ODP1 e ODP3) evidencia que, em média, os valores da temperatura do ar foram maiores na fase mais recente (1997-2003) em comparação à fase anterior (1970-1976).

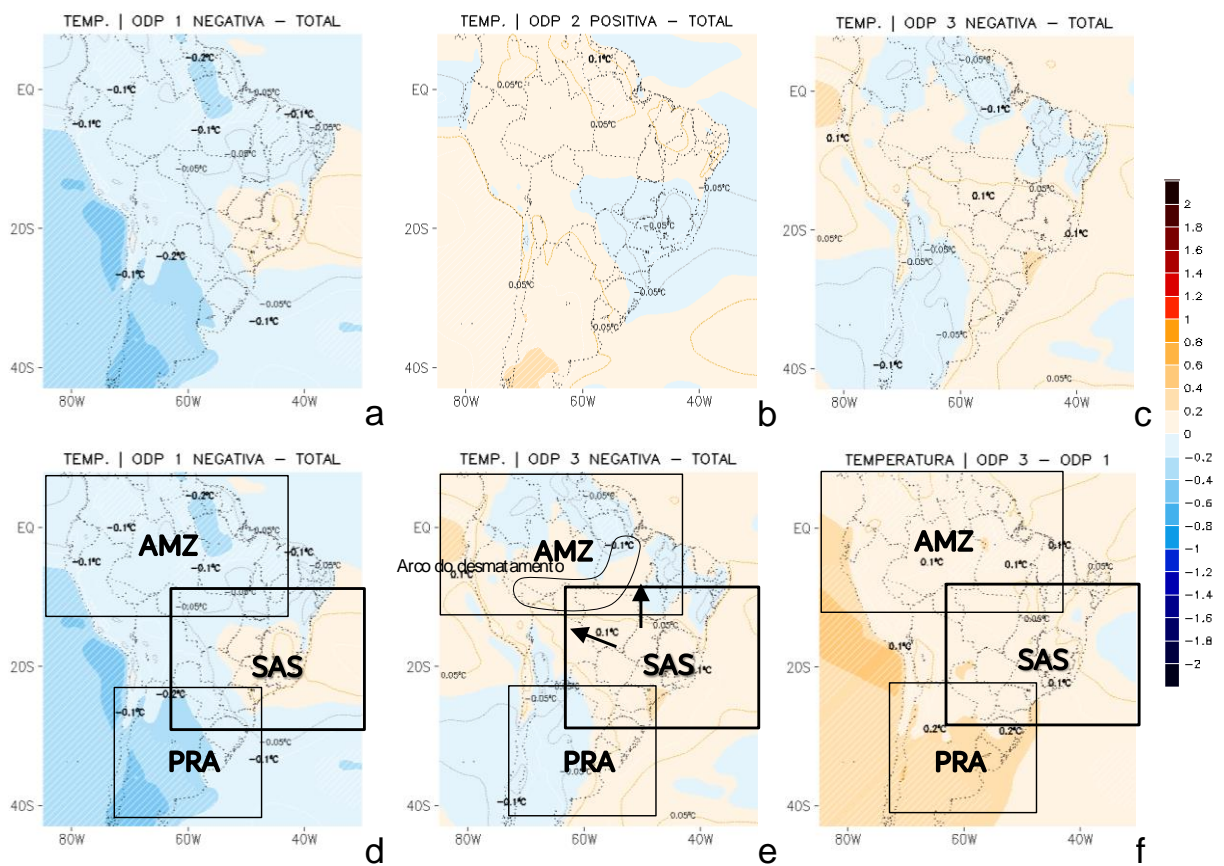


Figura 20. Idem à Figura 12, porém para a temperatura do ar a 2 m de altura do experimento CTRL realizado com o RegCM4. Teste Z ( $p \geq \alpha = 0.10; H_1$ ).

As anomalias de temperatura do ar, quando analisadas a partir dos histogramas (Fig.21), demonstram que as anomalias negativas observadas na região AMZ variam entre a OD1 e a ODP3. Na ODP3 as anomalias negativas perdem em intensidade e na frequência em relação a contagem de pixel negativos, enquanto a contagem de pixels positivos aumenta (Fig.21a,b,c). Na região SAS ocorre o aumento (diminuição) na frequência e intensidade de anomalias positivas (negativas) na

terceira fase da ODP (Fig.21d,e,f). Por último, na região PRA as anomalias negativas na ODP3 diminuem em relação a frequência e intensidade em relação a ODP1 (Fig.21g,h,i).

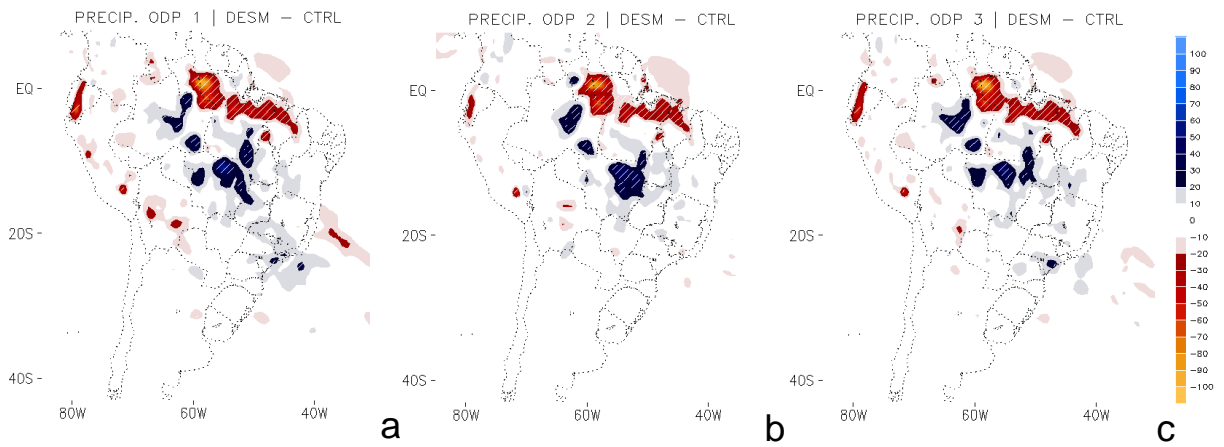


Figura 21. Idem a figura 14, porém para as anomalias regionais de temperatura do ar (AMZ, SAS e PRA).

### 6.3 Impacto Climático devido ao Desmatamento na Amazônia

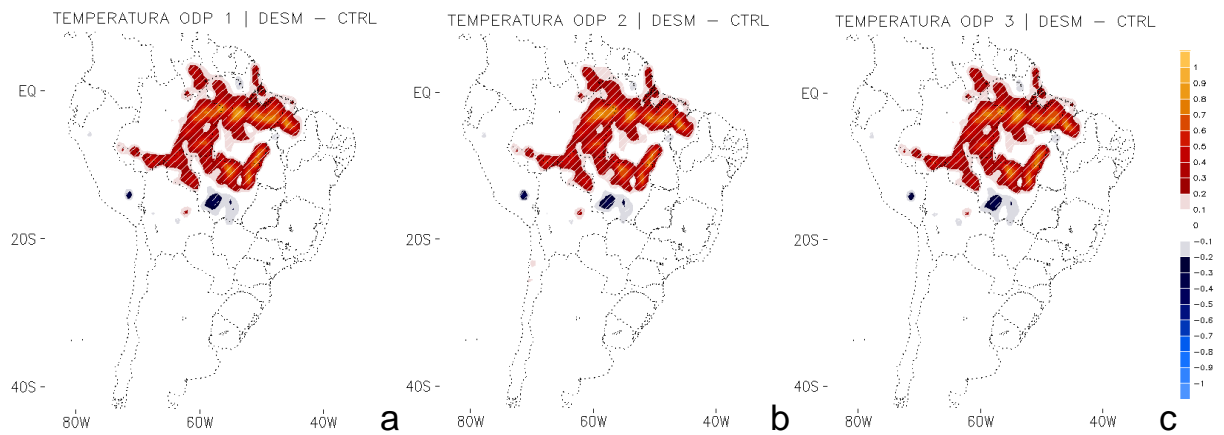
A partir da análise das três fases da ODP foi possível que os impactos provocados pelo desmatamento proporcionariam uma significativa diminuição de precipitação e temperatura do ar. Os resultados demonstram um ganho médio mensal de precipitação superior a 20 mm e um

aquecimento de 0,2 a 1°C mês<sup>-1</sup>, na região próxima à atuação da ZCIT, entre nordeste do estado do Amazonas e norte do Maranhão (Fig.22).



**Figura 22.** Diferença da precipitação (mm mês<sup>-1</sup>) na América do Sul entre os experimentos DESM e CTRL para as fases da ODP. (a) ODP 1, (b) ODP 2 e (c) ODP 3. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ).

Os impactos provocados na temperatura do ar (a 2 m de altura) predominam na metade oriental da bacia Amazônica, (Fig.23), coincidindo com a projeção do desmatamento mais denso.

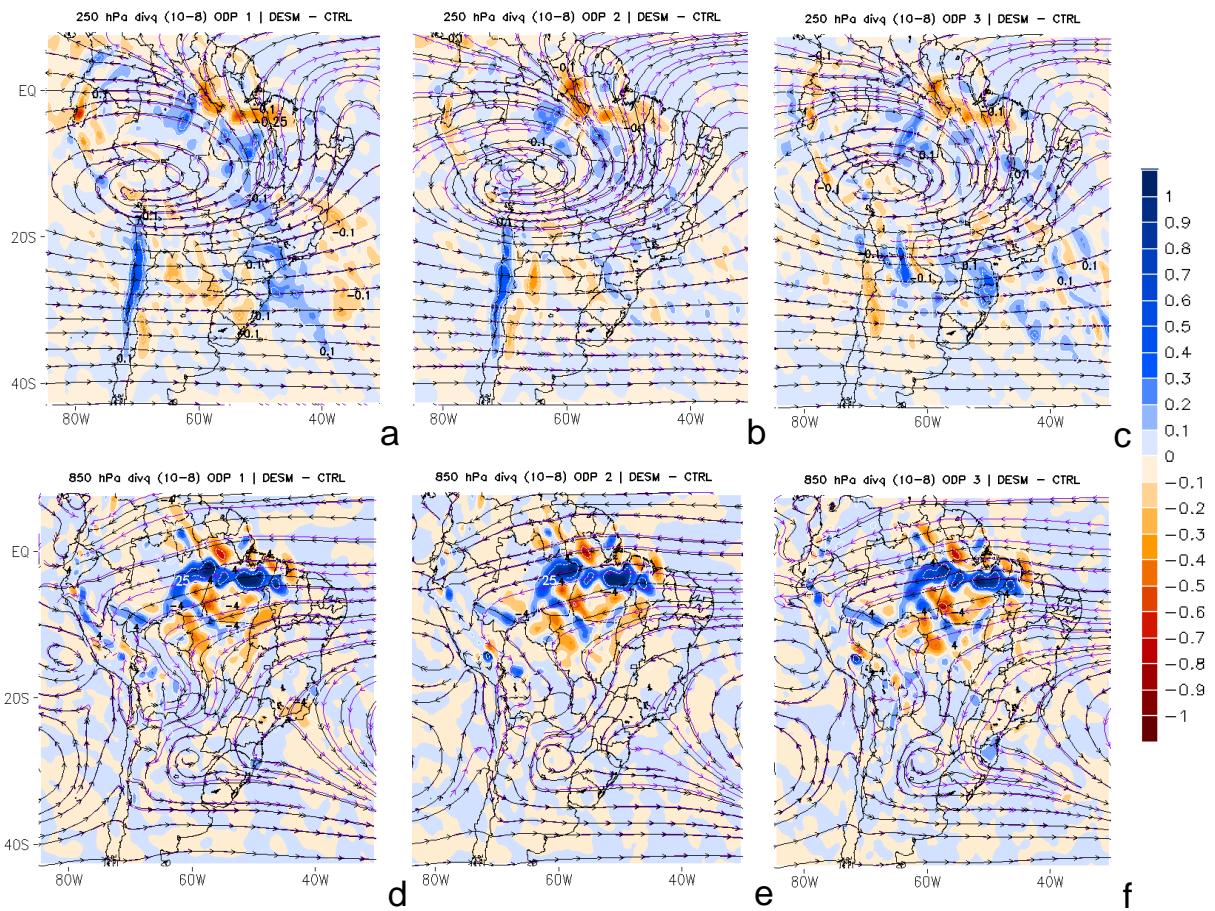


**Figura 23.** Idem à figura 22, porém para temperatura do ar (°C) a 2 m de altura. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ).

O impacto do desmatamento na divergência de umidade (Fig.24) em 250 hPa é caracterizado por circulação anormalmente convergente ao norte da América do Sul e anormalmente divergente em áreas mais ao sul associadas, respectivamente, a áreas que favorecem a divergência e a convergência de umidade em 850 hPa (Fig.24d,e,f). Em níveis baixos, 850 hPa, o padrão de divergência de umidade não é exatamente o oposto ao simulado para altos níveis, 250 hPa, mas apresenta uma faixa de divergência mais intensa na direção NO-SE, próximo à costa



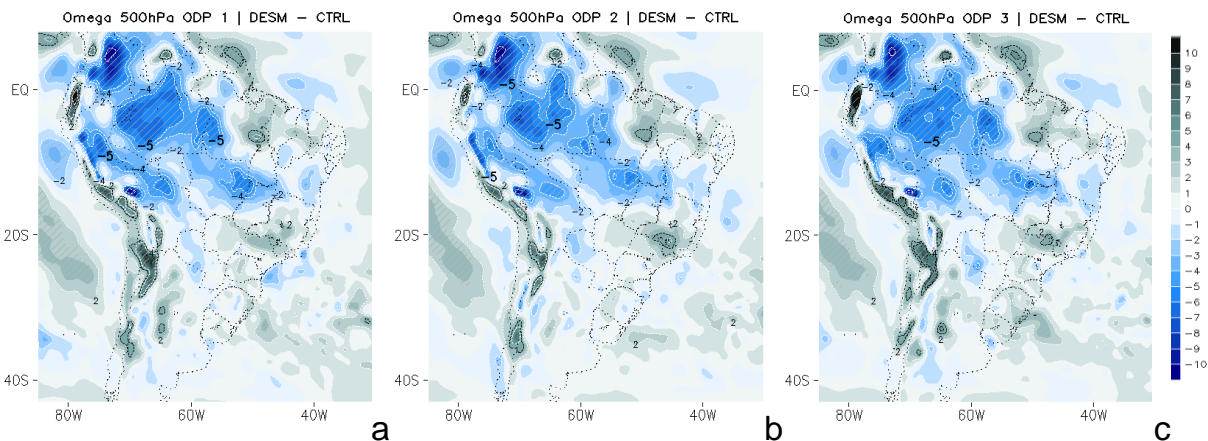
litorânea do norte da América do Sul (com valores  $> 35 \cdot 10^{-8} s^{-1}$ ) ladeada por áreas com aumento de convergência de umidade ao norte e ao sul (Fig.24a,b,c).



**Figura 24.** Idem à figura 22, porém para divergência de umidade ( $10^{-8} s^{-1}$ ) e linha de corrente ( $ms^{-1}$ ) para CTRL (rosa) e DESM (preto). A linha superior indica os valores de divergência de umidade e vento em 250 hPa e a linha inferior, em 850 hPa.

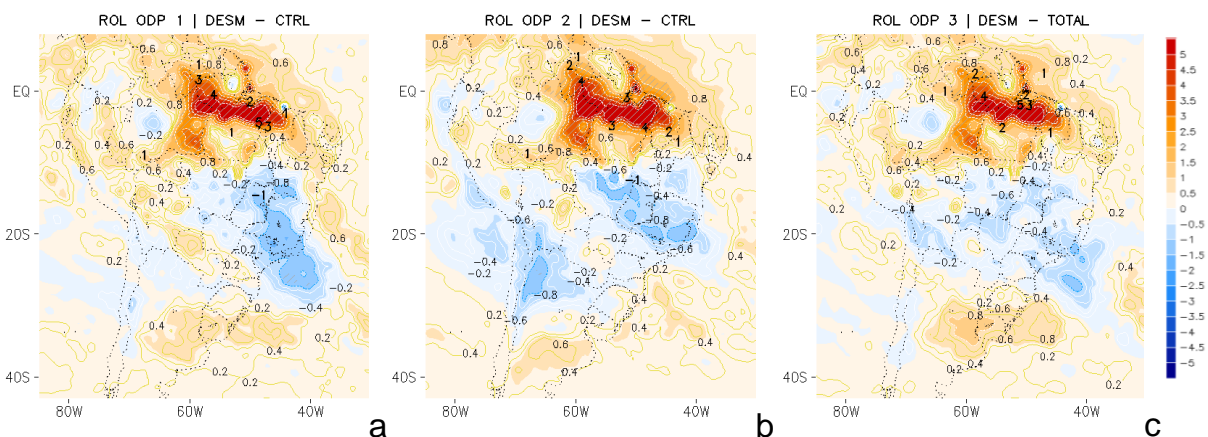
O impacto na divergência de umidade está associado à diminuição e aumento da precipitação (Fig.22) ao norte (leste do Pará, Maranhão, Piauí e Ceará) e no centro-norte. Também está associado à diminuição da velocidade vertical ascendente ao norte e ao seu aumento no centro-norte (Fig.25). A região próxima ao Equador, onde o impacto na velocidade vertical em 500 hPa apresenta valores positivos (Fig.25), é representada por desmatamento mais intenso da floresta Amazônica (Fig.22). Figuras 20a, c referentes aos impactos nas fases negativas e 4b a fase positiva da ODP.

Com base nos mapas de diferença de ROL entre os experimentos DESM e CTRL (Fig. 26), podemos verificar que a região ao norte da América do Sul, onde há maior divergência de umidade e decréscimo da velocidade vertical ascendente (Fig. 25), os valores são positivos, indicando menor intensidade na formação de nebulosidade.



**Figura 25.** Idem a figura 22, porém para Omega a 500 hPa ( $\text{hPa s}^{-1}$ )  $\times 10^3$ . Teste Z ( $p \geq \alpha = 0.10; H_1$ ).

Por outro lado, nas regiões central e centro-leste da AS, os valores da diferença de ROL são negativos, indicando maior formação de nebulosidade. Os padrões de diferenças de ROL entre os experimentos DESM e CTRL para cada fase da PDO corroboram com os respectivos padrões de omega em 500 hPa. Figuras 23a, c referentes aos impactos nas fases negativas e 26b a fase positiva da ODP.



**Figura 26.** Idem à figura 22, porém para ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ). Teste Z ( $p \geq \alpha = 0.10; H_1$ ).

Os resultados identificados através dos impactos provocados pelo desmatamento na precipitação quando avaliados na perspectiva da altura geopotencial (Fig.27) através da função Psi e linha de corrente demonstram que ocorre um favorecimento da formação de uma região de circulação anti-horária em altos níveis (250 hPa) na região central da Bacia Amazônica que assume comportamentos distintos entre as fases negativas e positivas da ODP. Nas fases negativas é possível notar que a circulação anti-horária está entre duas circulações horárias, uma localizada no oceano Atlântico na região da ZCIT e a segunda na bacia do Chaco. Estas duas regiões de baixa pressão, aparentemente, são responsáveis pela caracterização do corredor com alta concentração de

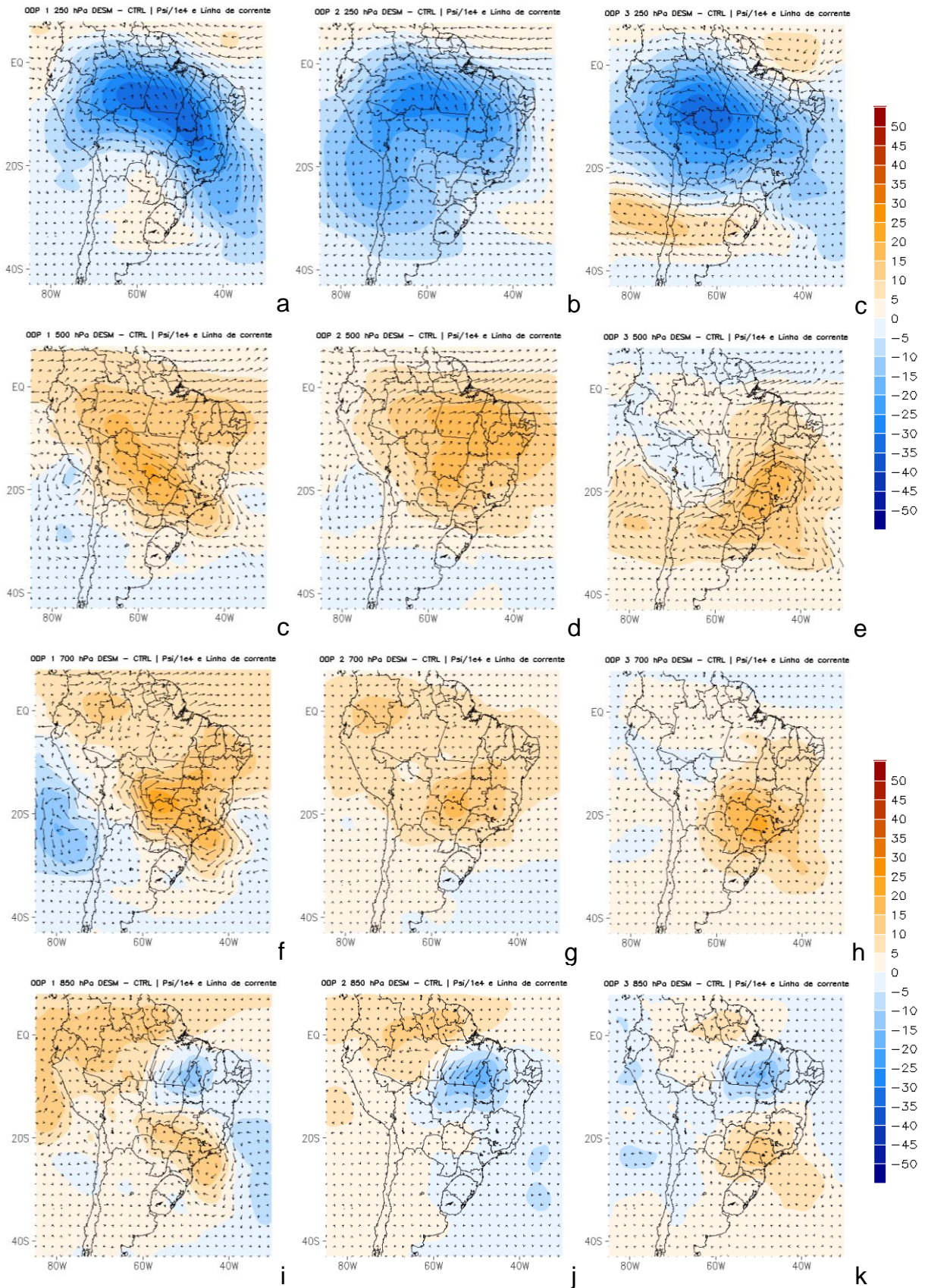
umidade até a região sudeste do continente, semelhante a imagem de uma formação de um rio aéreo onde ocorrem um forte e intenso deslocamento de umidade que parti da direção noroeste da América do Sul e desemboca no sudeste na proximidades do Oceano Atlântico no formato semelhante de um “*boomerang*” (Fig. 27a,c).

Na fase positiva da ODP a formação do “*boomerang*” é substituída por um “*Pac-man*” provocado pela intensificação da circulação horária no Oceano Atlântico, próxima a região sudeste do território brasileiro e o enfraquecimento das baixas responsáveis pela formação do rio aéreo no formato de “*boomerang*” (Fig.27b). Na medida em que se observa as camadas mais próximas da superfície é possível notar que a convergência de umidade na região da Bacia Amazônica durante a primeira fase negativa da ODP é mais profunda que na sua respectiva terceira fase (ODP 3) (Fig. 27d,f).

Nos mapas, na fase positiva, a circulação horária observada à 500 hPa (Fig.27e) ocupa toda região centro-norte do continente, limitada por uma baixa nas proximidades da Bolívia e no sul da Argentina. Ainda nos mapas à 700 hPa é possível destacar que nas três fases da ODP ocorre, de modo mais intenso, uma circulação horária na região centro-oeste do território brasileiro que, nas fases negativas, prolonga-se pra regiões localizadas à sudeste e sul (Fig.27g,h,i). Já nos mapas mais próximo da superfície (850 hPa) demonstram que ocorre uma forte convergência na região sudeste do território brasileiro, nas fases negativas da ODP, em relação a observação realizada na carta de 250 hPa.

Essa forte convergência na região sudeste demonstra que próximo da superfície, a circulação horária observada em altos níveis estava com a sua base anti-horária localizada entre o norte do Tocantins e sudeste do Pará (Fig.27j,l). Este estreitamento do fluxo de umidade entre a Bacia Amazônica e a região sudeste do território brasileiro, ocorre em função do aumento das áreas de atuação das respectivas circulações anti-horárias, principalmente, da baixa pressão identificada na região ZCIT no mapa de 250 hPa.

No período positivo da ODP a circulação anti-horária localizada à sudeste da bacia Amazônicas e do território brasileiro no oceano Atlântico são intensificadas e formam um bloqueio a formação a convergência de umidade observada nas fases negativas da ODP (Fig.27k).

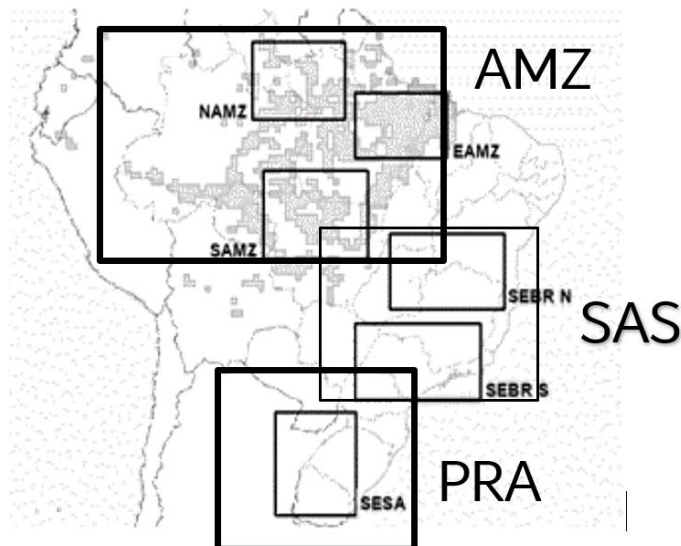


**Figura 27.** Idem à figura 22, porém para função de corrente ( $10^4 m^2 s^{-1}$ ; cores) e vento rotacional ( $ms^{-1}$ ; vetores). Níveis analisados: 250 hPa, 500 hPa, 700 hPa e 850 hPa.

### 6.3.1 Impacto climático em áreas específicas da América do Sul

O impacto do desmatamento na Amazônia na precipitação e temperatura do ar em cada fase da ODP pode ser observado nas figuras 29 e 30. Os mapas apresentados nestas figuras permitem a comparação entre as anomalias obtidas a partir da simulação de controle) e a que considera o desmatamento.

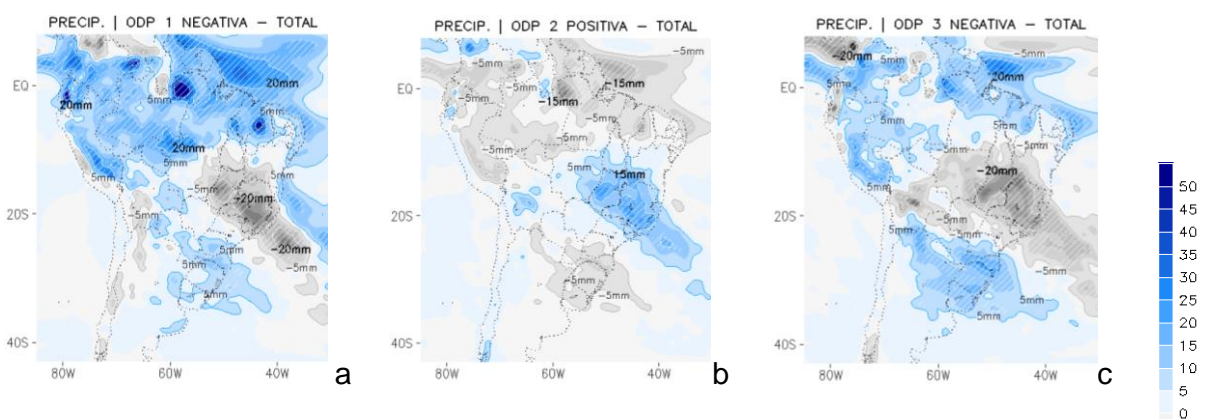
De modo geral, é possível perceber que o desmatamento altera a intensidade das anomalias de precipitação e temperatura do ar a em todas as fases da ODP, sendo mais significativa na fase positiva. Resultados do impacto climático decorrente do desmatamento em áreas específicas são mostrados nas figuras 31 a 46. As áreas escolhidas para esta análise são: NAMZ, EAMZ, SAMZ, SEBR-N, SEBR-S e SESA, identificas na figura 28.



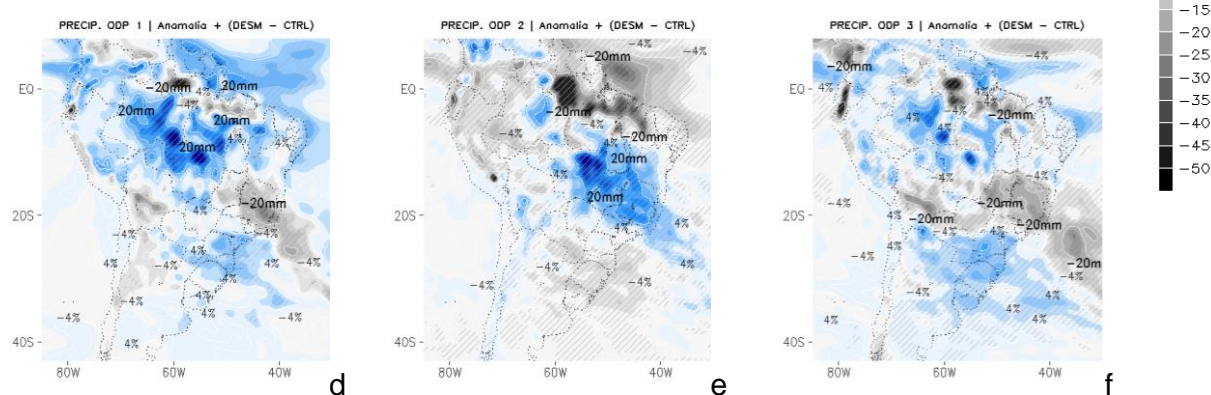
**Figura 28.** Áreas selecionadas para análise específica do impacto climático causado pelo desmatamento na Amazônia.

Tanto nas áreas com anomalias positivas quanto negativas de precipitação, calculada em referência a todo o período considerado (1970-2003), o desmatamento na Amazônia provoca impacto mais evidente na fase da ODP 2, mesmo considerando-se que esta fase é mais longa, o que levaria a valores médios com valores mais baixos das anomalias. As regiões centro-leste e norte da América do Sul (SEBRN, EAMZ e NAMZ) apresentam as diferenças, positivas e negativas, respectivamente, mais intensas na precipitação (Fig. 29b,e). Nas fases negativas, as áreas com anomalias positivas de precipitação apresentam anomalias mais intensas com o desmatamento, principalmente no norte da AS.

## Anomalias de precipitação # CTRL



## Anomalias de precipitação # DESM



**Figura 29.** Anomalias de precipitação (mm) em relação as fases da ODP. Teste Z ( $p \geq \alpha=0.10; H_1$ ).

As anomalias de temperatura do ar (2 m) para o experimento CTRL e DESM são apresentadas na figura 30. Obviamente, os impactos mais intensos são observados na região desmatada da Amazônia, entretanto, é possível verificar o aumento da temperatura no sul do continente, na fase ODP 2, na região centro-leste da AS (SEBRN) e em áreas oceânicas do Atlântico adjacentes ao continente, durante a fase negativa ODP 3.

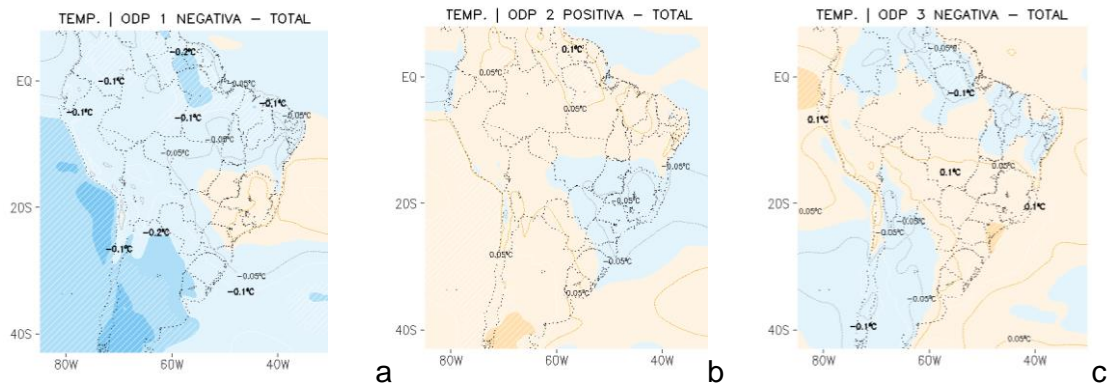
A circulação atmosférica de altos níveis (250 hPa) é caracterizada por anomalias ciclônicas na região central da AS durante a fase positiva da ODP, sendo ladeada por anomalias anticiclônicas, tanto ao sul como na região noroeste (Fig.31b).

Nas fases negativas da ODP, ODP 1 e ODP2, observamos anomalias ciclônicas no sul da América do Sul, associando-se a anomalias anticiclônicas no centro-leste (Fig. 31a,c). Na fase negativa ODP 1, verificamos que as anomalias ciclônicas no sul da AS influenciam áreas mais ao norte da região central anômala, enquanto as anomalias ciclônicas ao sul da AS, na fase negativa ODP 3, ocupam o sul da AS a parte do Pacífico adjacente. Apesar de apresentarem formas distintas, as anomalias ciclônicas no sul da AS constituem características fundamentais que caracterizam o

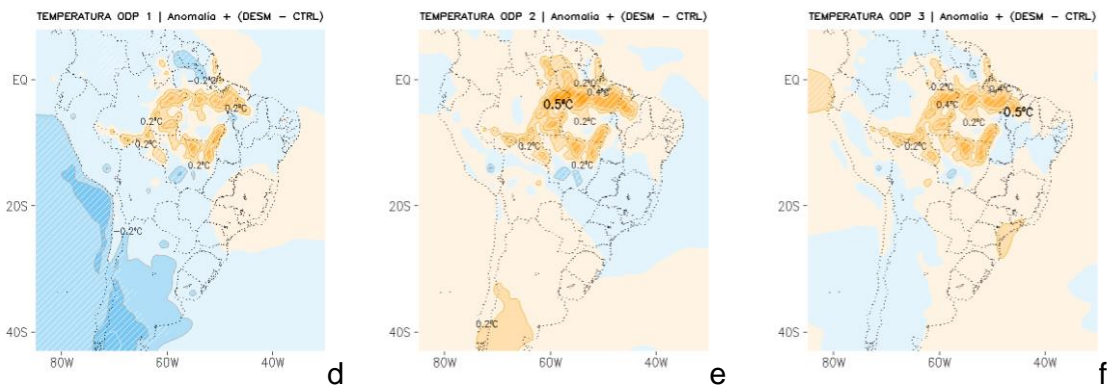
padrão de circulação durante as fases negativas da ODP.

Durante a fase positiva da ODP, foi simulada a intensificação das anomalias anticiclônicas nos setores noroeste e sul da AS com o desmatamento. E, o enfraquecimento das anomalias ciclônicas no setor central. Nas fases negativas, ODP 1 e ODP 3, as anomalias anticiclônicas e ciclônicas também se intensificam e enfraquecem com o desmatamento.

### Anomalias de temperatura do ar a 2 metros de altura # CTRL



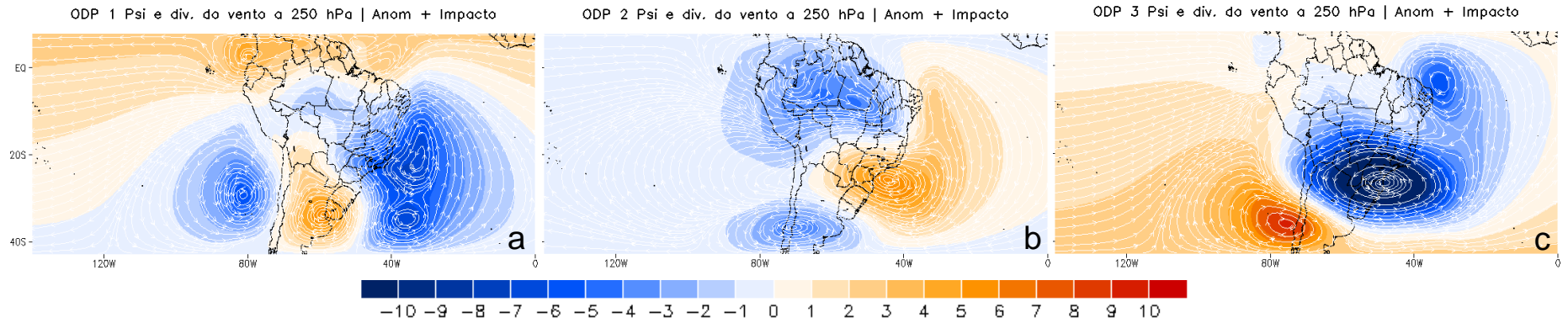
### Anomalias de temperatura do ar a 2 metros de altura # DESM



**Figura 30.** Idem à figura 24, porém para temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) a 2 metros de altura.

Durante a fase positiva da ODP, ODP 2, observamos anomalias anticiclônicas, ciclônicas e anticiclônicas em 700 hPa, do sul até o nordeste da América do Sul (Fig. 31b). Durante as fases negativas, ODP 1 e ODP 3, observamos o padrão contrário, aproximadamente (Fig. 31a,c). Com o desmatamento, verificamos o enfraquecimento das anomalias anticiclônicas sobre o sul e nordeste da América do Sul, na fase ODP 2, e a intensificação das anomalias ciclônicas no sudeste do Brasil e noroeste da América do Sul. Nas fases negativas, observamos o enfraquecimento das anomalias anticiclônicas no centro-leste do Brasil e a intensificação das anomalias ciclônicas no nordeste (Fig.31d,f).

Anomalias de função de corrente e divergência do ar em 250 hPa # CTRL



Anomalias de função de corrente e divergência do ar em 250 hPa # DESM

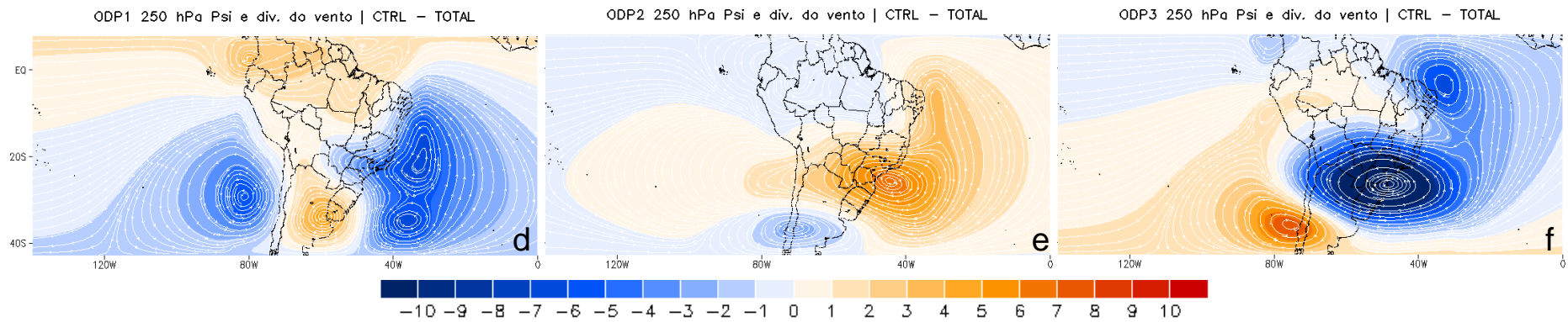
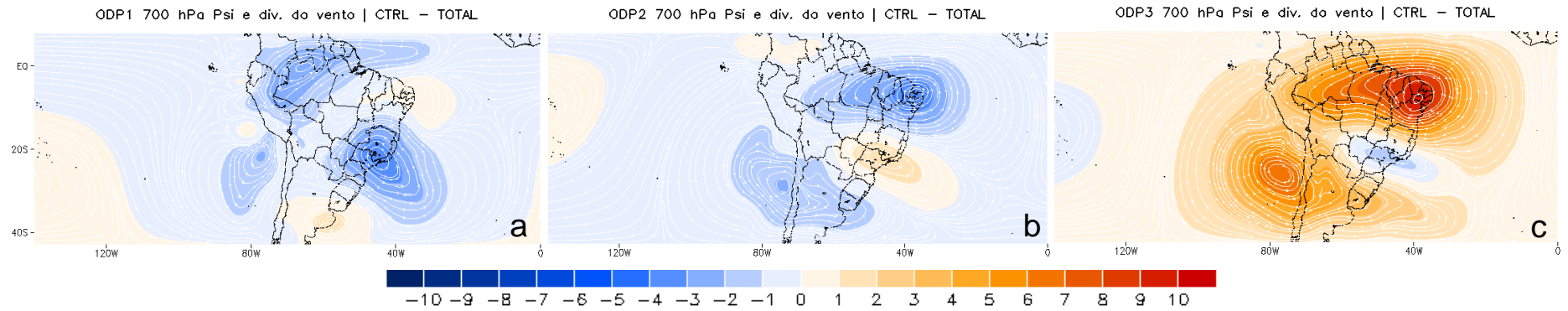


Figura 31. Idem a figura 22, porém para anomalia da função de corrente ( $10^5 m^2 s^{-1}$ ; cores) a 250 hPa e da divergência do ar ( $10^{-7} s^{-1}$ ; isolinhas).



Anomalias de função de corrente e divergência do ar em 700 hPa # CTRL



Anomalias de função de corrente e divergência do ar em 700 hPa # DESM

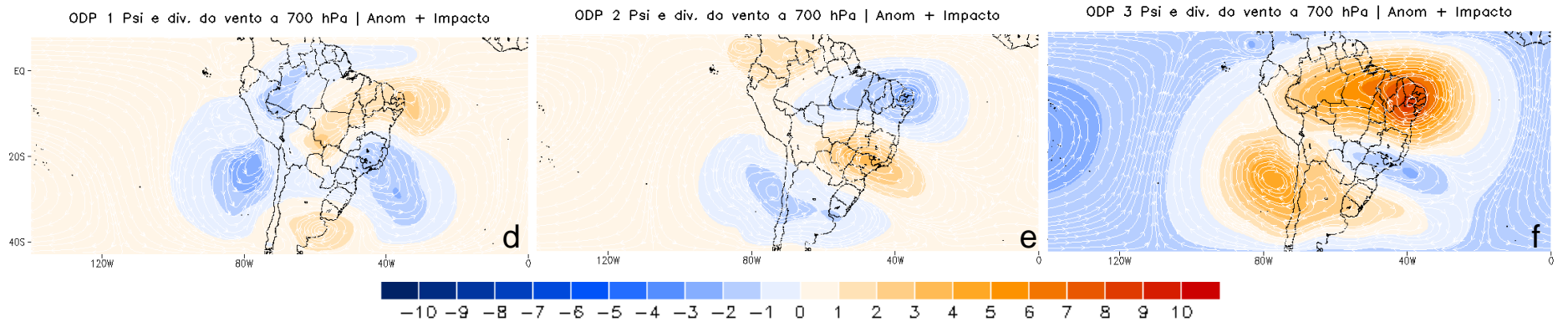
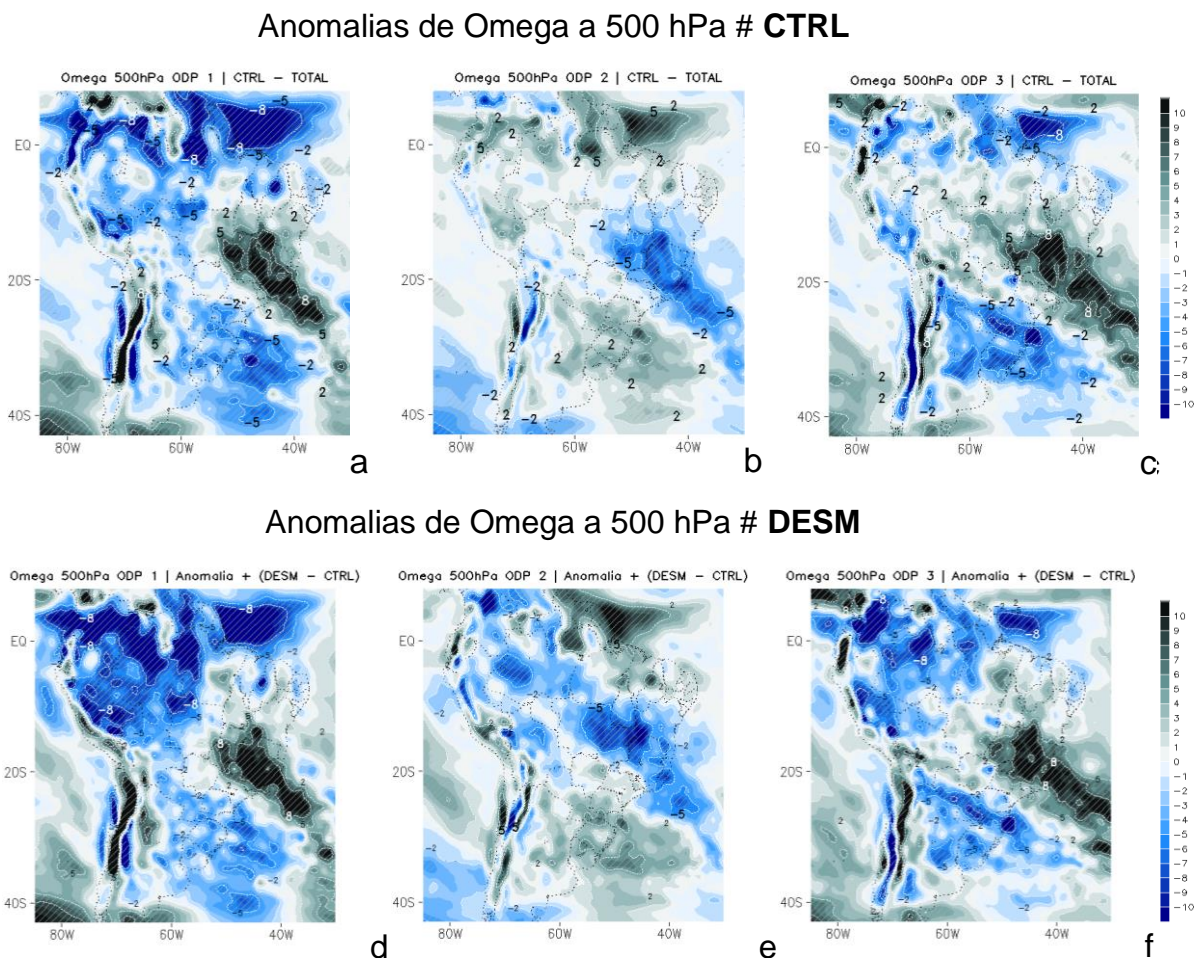


Figura 32. Idem à figura 24, porém para anomalia da função de corrente ( $10^5 m^2s^{-1}$ ; cores) a 700 hPa e e da divergência do ar ( $10^{-7} s^{-1}$ ; isolinhas).

De forma geral, a análise da velocidade vertical em 500 hPa permite verificar que o desmatamento intensificou o movimento vertical ascendente (Fig.33), o que é corroborado com os quadros da figura 32 que mostram as áreas com anomalias de divergência e convergência do ar para as três fases analisadas da ODP, tal como visto na figura 33. Tal aspecto é observado tanto na evolução das ondas de baixa frequência do sul para o nordeste, como também no setor noroeste da AS.



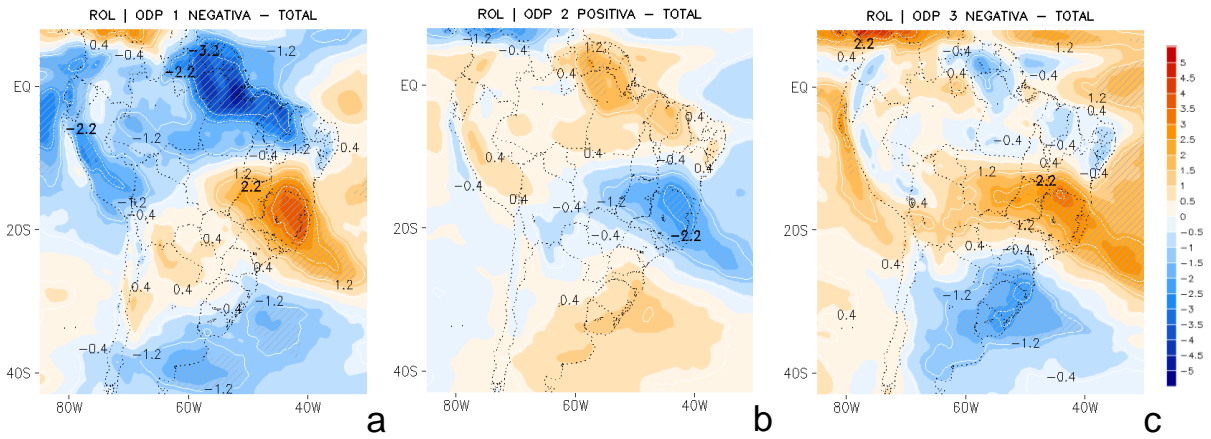
**Figura 33.** Idem à figura 24, porém para Omega ( $hPa s^{-1}$ ) em 500 hPa.

As anomalias de movimento descendente no centro-leste, nas fases negativas da ODP, e no sudeste da AS, na fase da positiva da ODP, apresentam maior intensidade com o desmatamento. Resumindo, de forma geral, os movimentos ascendentes e descendentes em 500 hPa tornam-se mais intensos com o desmatamento.

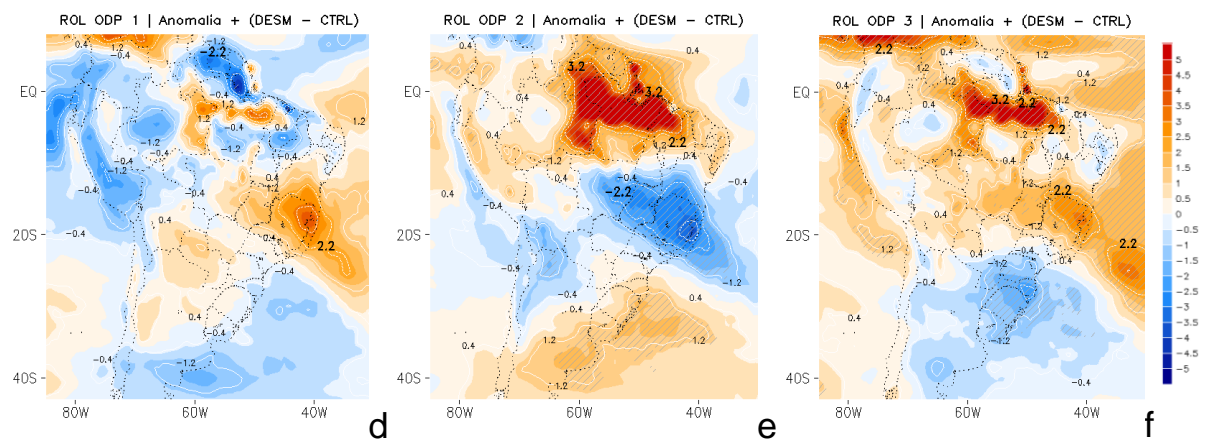
Na região AMZ, norte da AS, o impacto do desmatamento na radiação de onda longa (ROL) é mais intenso durante a fase positiva da ODP, sendo, porém, nas duas fases, positivo, provocando a diminuição da nebulosidade. Na região sudeste e centro-leste da AS, áreas com anomalias

positivas e negativas de ROL, respectivamente, apresentam anomalias intensificadas, em média, na fase positiva da ODP.

### Anomalias de ROL # CTRL



### Anomalias de ROL # DESM



**Figura 34.** Idem à figura 24, porém para ROL ( $W m^{-2}$ ).

Nas fases negativas, o impacto devido ao desmatamento, tanto nas áreas com anomalias positivas quanto negativas de ROL, sudeste e centro-leste da AS, são menos intensos. O impacto provocado pelo desmatamento na região norte da região AMZ observado na precipitação e temperatura do ar através das figuras 29f e 30f, respectivamente, está evidenciado no mapa de impacto de Rol (Fig. 34f). Esta região não havia sido observada em Omega à 500 hPa onde identificamos que o desmatamento provocaria intensificação da seca e aumento de temperatura do ar na região entre o norte do Amazonas, Pará e Maranhão.

A partir da análise da anomalia da região Amazônica (AMZ), a primeira, das três anomalias identificadas no continente, nas fases negativas da ODP, as anomalias positivas de precipitação e temperatura são intensificadas, principalmente, àquelas localizadas entre a região central da

floresta Amazônica e o estado de Mato Grosso, onde foram observados uma expansão dos valores iguais e superiores a 20 mm e 0,5°C (Figs. 29 e 30). Nesta região de acordo com as figuras 32 e 33, respectivamente, Psi e Omega a 500 hPa foi possível observar que ocorre a expansão da área de convergência. Analisando Psi é possível sugerir que a intensificação das anomalias positivas ocorre numa região de confluência entre o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) e da alta da Bolívia (AB). Ao norte desta região (próximo à costa do Atlântico) ocorre inversão do sinal da anomalia de precipitação (temperatura), ou seja, o desmatamento nesta área provocaria alteração da anomalia de positiva (negativa) para negativa (positiva), conseqüentemente, provocando seca (aquecimento) acima de -20 mm (0,5°C). Na figura 34 é possível observar a intensificação de anomalias positivas de ROL que coincidem com esta região e explicaria a ausência na formação de convecções profundas (nuvens verticalizadas). Esta alteração foi mais significativamente observada na segunda fase negativa (1997-2003).

### **6.3.2 Análise do Impacto do desmatamento nas regiões AMZ, SAS e PRA**

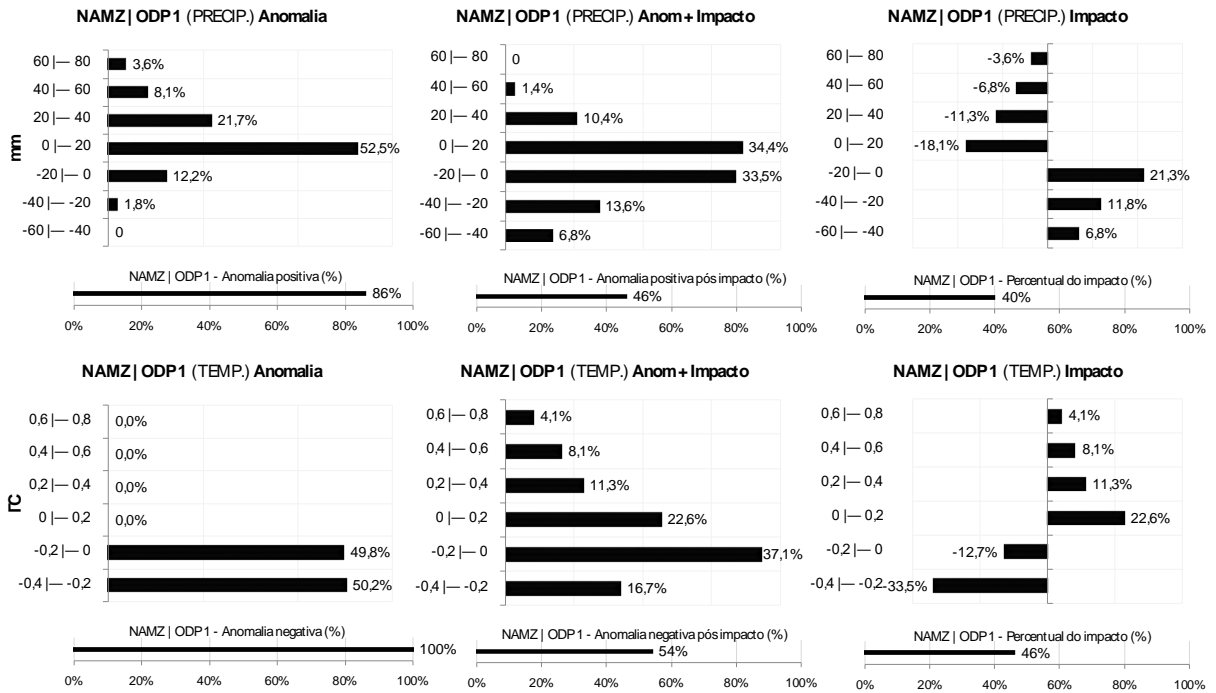
A primeira região analisada da AMZ foi a NAMZ (Fig.35). Região localizada ao norte do continente, entre os territórios do Amazonas (nordeste), Roraima, Guiana e Suriname (Fig. 29). Em relação as fases negativas da ODP (1970-1976 e 1997-2003), na primeira (terceira) fase negativa da ODP o impacto provocado pelo desmatamento reduziu as anomalias positivas em 40% (48%). Região composta por 86% (81%) de anomalias positivas que após o impacto ocorre a inversão do sinal predominante. Desta forma, a região de úmida torna-se seca (Fig.29). O balanço do último histograma demonstra que ocorre uma diminuição na frequência de pixels positivos e o aumento na contagem de pixels negativos. Os histogramas de temperatura indicam que a região sofre aquecimento após o impacto.

As anomalias negativas que correspondiam a totalidade dos pixels na região são reduzidas em 46% (69%). Por outro lado, ocorre o aumento percentual de anomalias positivas próximas ao limite de 0,8° C. (1° C). Desta forma, a região de levemente fria torna-se aquecida (Fig.30).

A região EAMZ, segunda região da AMZ corresponde a uma área localizada ao norte do estado do Pará e ao noroeste do estado do Maranhão (Fig. 29). O impacto provocado pelo desmatamento na primeira (terceira) fase da ODP diminuiu em 47% (54%) as anomalias positivas

de precipitação da região (Fig. 29). A partir do histograma de impacto (balanço) é possível observar a contagem de anomalias negativas até o limite de -60 mm; 1,07% (-60 mm; 3%) (Fig.36).

### NAMZ - Análise de impacto na 1ª fase da ODP (1970-1976)



### NAMZ - Análise de impacto na 3ª fase da ODP (1997-2003)

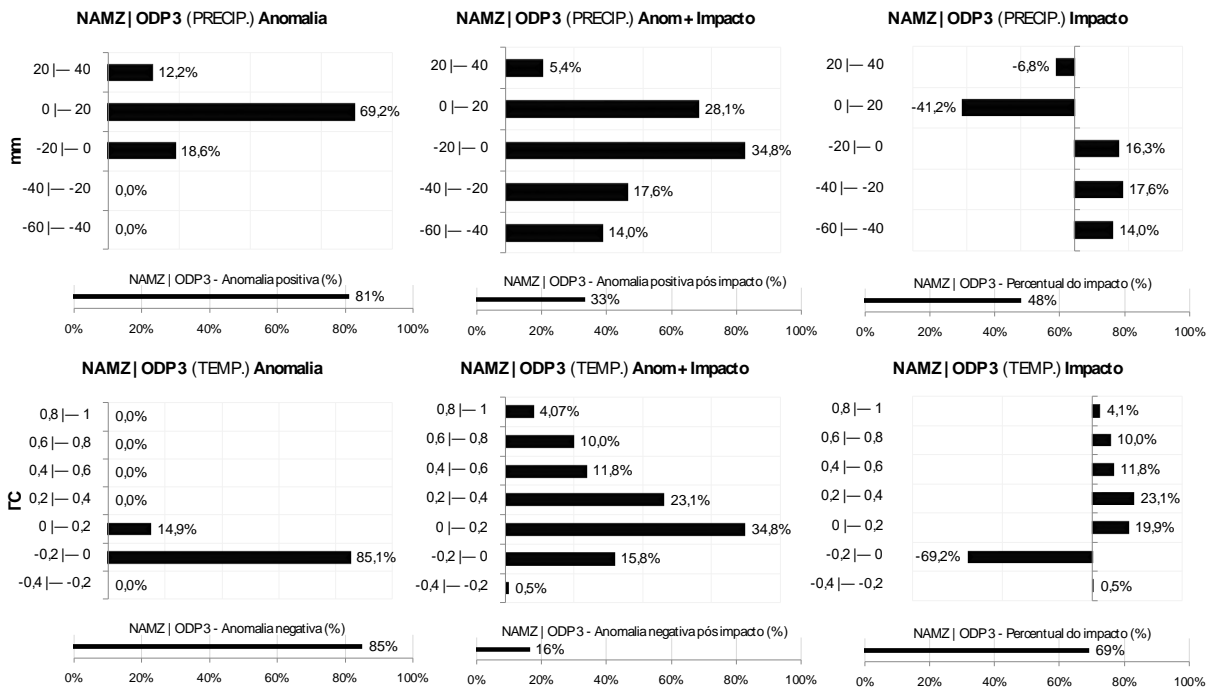
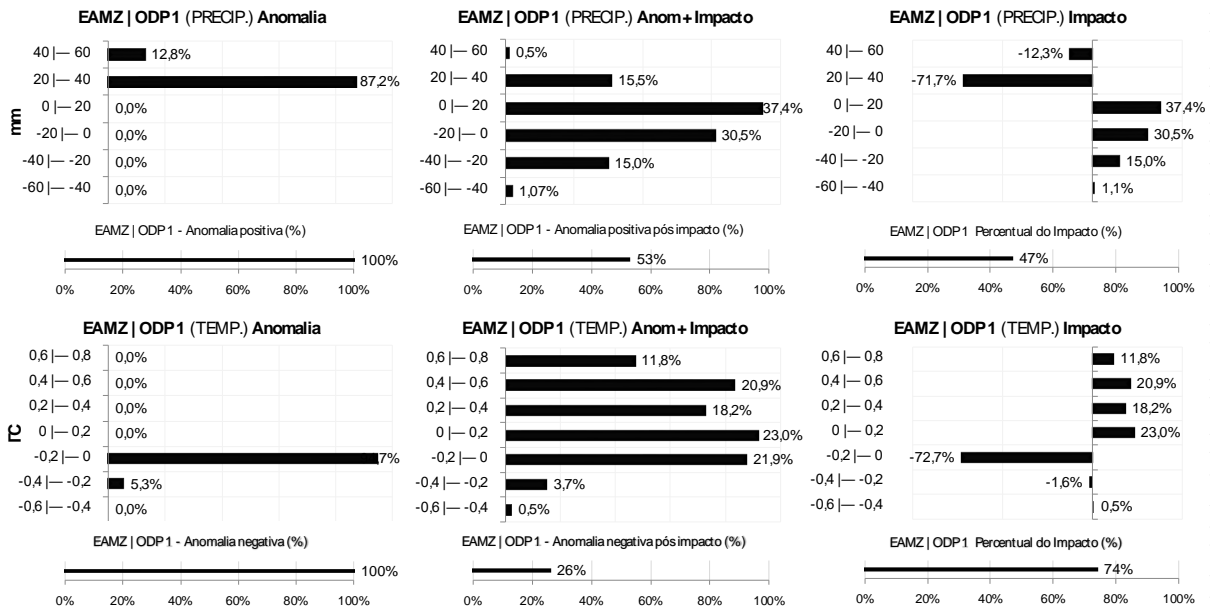


Figura 35. Região NAMZ (1970-1976 e 1997-2003). Histogramas referentes ao percentual da frequência de pixels por intervalos de classes para precipitação e temperatura a 2 m de altura.

A diminuição também ocorre em relação a intensidade das anomalias positivas, no primeiro histograma, observa-se que estavam concentradas entre 20 e 40 mm; 87,2% (0 a 20 mm; 95,7%) e após o impacto, no segundo histograma, entre 0 e 20 mm; 37,4% (0 a 20 mm; 36,9%). Desta forma, o desmatamento provocaria na região uma diminuição significativa de umidade nas duas fases negativas da ODP (Fig. 29).

### EAMZ - Análise de impacto na 1ª fase da ODP (1970-1976)



### EAMZ - Análise de impacto na 3ª fase da ODP (1997-2003)

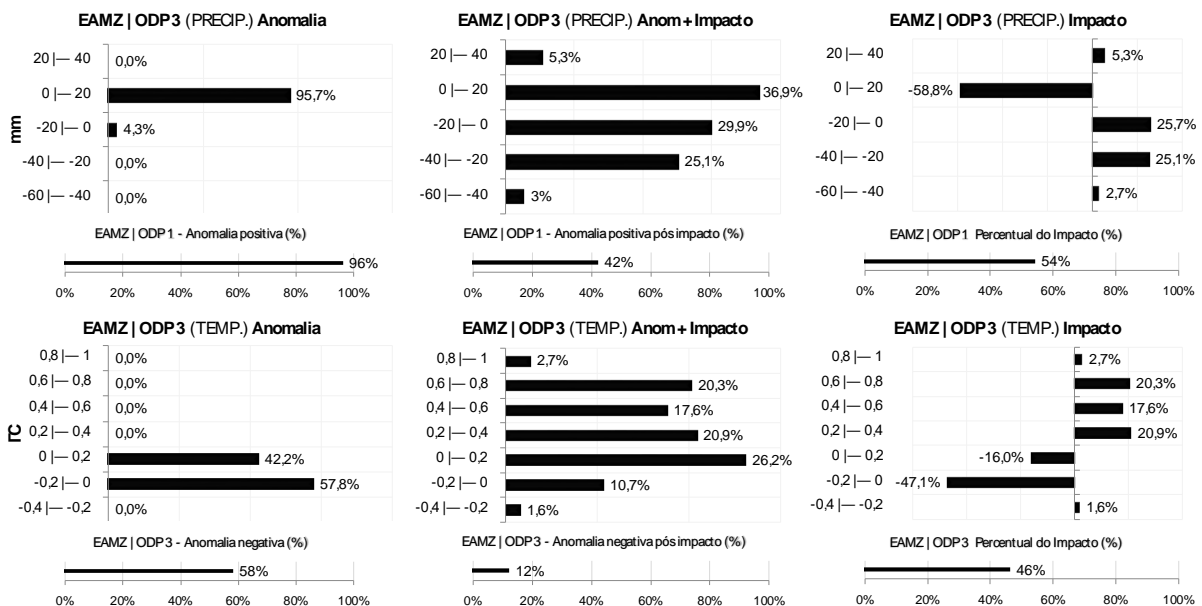


Figura 36. Idem a figura 35, porém para região EAMZ.

Em relação a temperatura do ar o impacto provoca alteração do sinal da anomalia (Fig. 20). Na primeira (terceira) fase da ODP a temperatura do ar foi negativa; 100% (58%) e após o impacto

reduz para 26% (12%). O percentual do impacto foi de 74% (46%) que provocou aumento de temperatura em até 0,8° C (1° C). Analisando os resultados nas suas fases negativas da ODP, o desmatamento provocaria aquecimento da região (Fig. 30), assim, a região EAMZ tornar-se-ia menos úmida e mais aquecida.

A região SAMZ, terceira região da AMZ, localizada ao sul da Bacia Amazônica ocupa a maior parte do estado do Mato Grosso e o seu respectivo limite de fronteira, ao norte com os estados do Amazonas e Pará e à oeste com Rondônia (Fig. 28). Na região, durante a atuação das fases negativas da ODP, observa-se que na primeira fase (terceira fase) predominam anomalias positivas (negativas) em 76% (71%) do território, sendo 58,9% (70,5%) entre 0 a 20 mm (-20 a 0 mm), conforme a figura 32. A partir do impacto provocado pelo desmatamento, as anomalias positivas (negativas) aumentam (diminuem) 21% (38%) em relação a contagem de pixels positivos (negativos).

O impacto provoca aumento de 40% (37,6%) em relação a intensidade, a partir da contagem de pixels superior a 20 mm. De acordo com os resultados o desmatamento provocaria aumento de umidade da região durante as fases negativas da ODP. Os resultados de temperatura do ar demonstram que ela aumenta 60% e 16%, respectivamente, a primeira e terceira fase da ODP (Fig. 32). Na primeira (segunda) fase as anomalias negativas (positivas) entre (superior) -20° C a 0° C (0° C - 20° C) reduziram (aumentaram) 60% (44%) após o impacto. O desmatamento provoca alteração (intensificação) do sinal de anomalia na primeira (segunda) fase da ODP, de negativa para positiva.

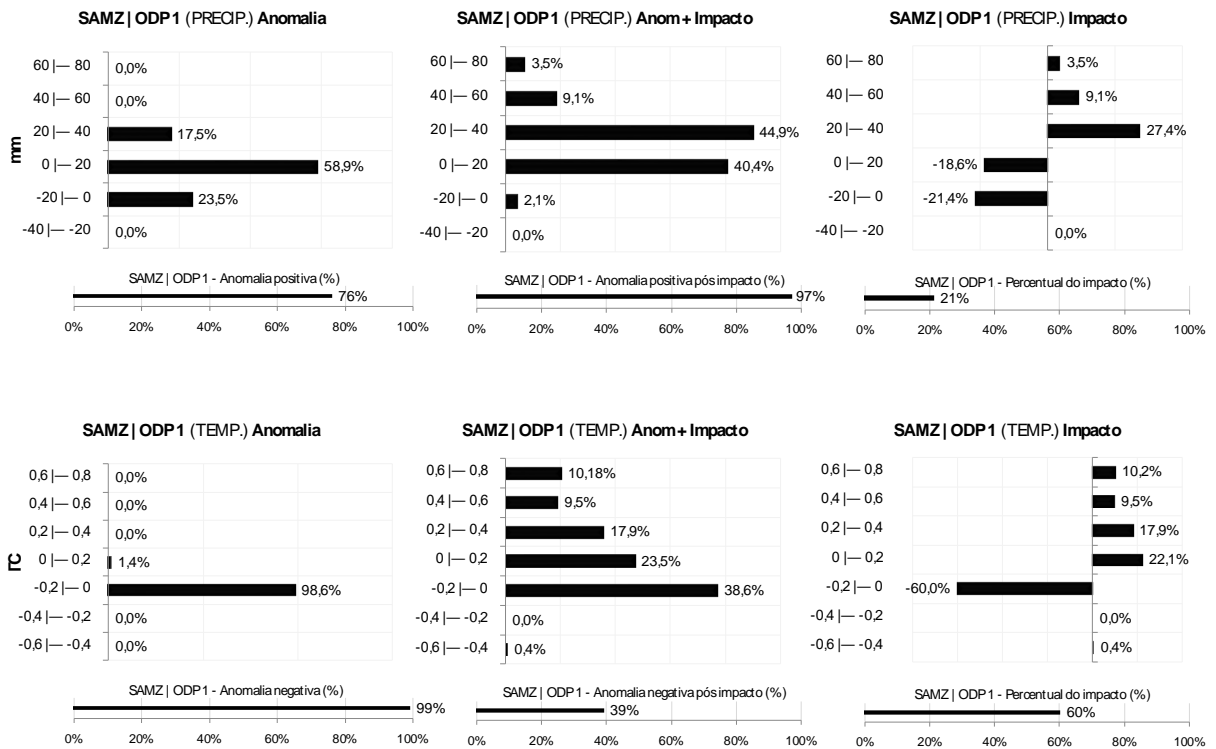
Os resultados demonstram que a região tende a ser mais aquecida. A partir dos resultados dos parâmetros analisados, durante a fase negativa da ODP, o desmatamento tornaria a região quente e úmida.

Na fase positiva da ODP (1977-1996) a região NAMZ, conforme a figura 38, houve uma significativa intensificação das anomalias negativas após o impacto. As frequências das anomalias negativas foram semelhantes, antes (87%) e após ao impacto (85%), porém, inicialmente, estavam concentradas entre -20 a 0 mm (74%) e, posteriormente, ao acréscimo do impacto de todas as classes acima de -20 mm até o limite de -100 mm que foram contabilizadas.

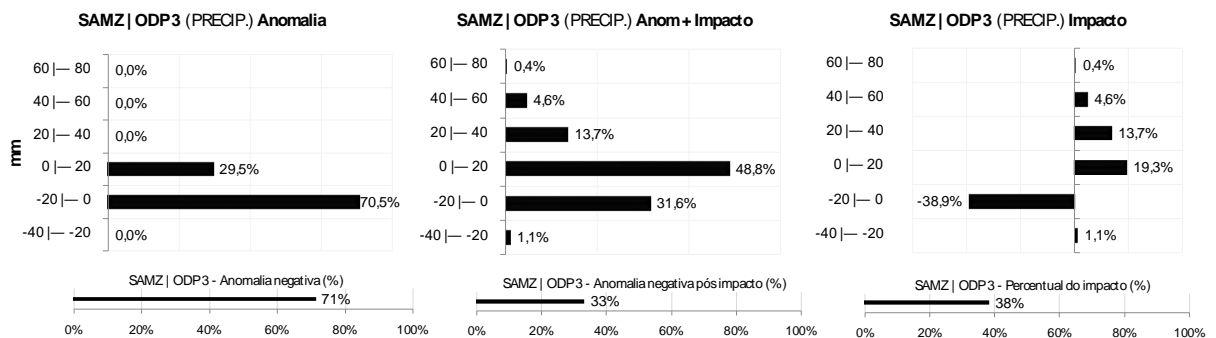
O balanço apresentado no último histograma demonstra percentualmente o aumento das classes acima de -20 mm, um acréscimo médio de 11% que faz com que a temperatura do ar aumente, assim como a seca. O impacto aumenta o valor da anomalia positiva em 74,6%,

distribuídos em classes superiores a 0,2° C e próximos à 1° C. Desta forma, no período positivo da ODP a região NAMZ tende a ser mais seca e quente (Fig.38).

### SAMZ - Análise de impacto na 1° fase da ODP (1970-1976)



### SAMZ - Análise de impacto na 3° fase da ODP (1997-2003)





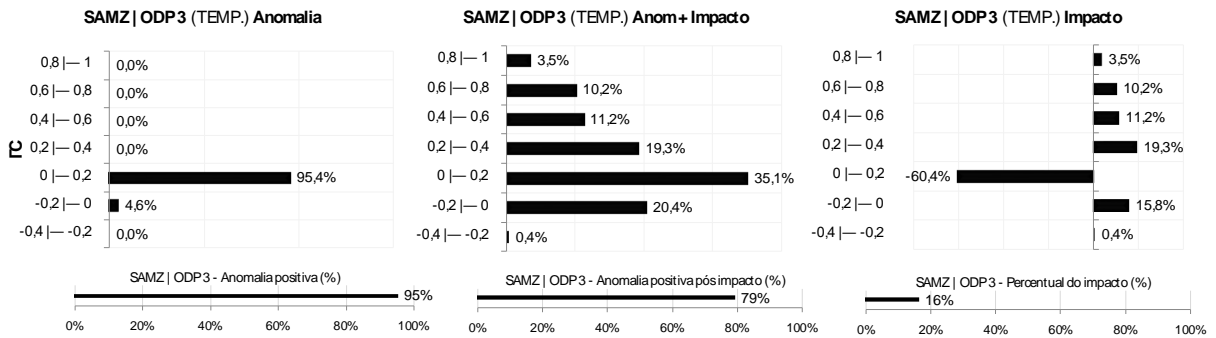


Figura 37. Idem a figura 35, porém para região SAMZ.

### NAMZ - Análise de impacto na 2ª fase da ODP (1977-1996)

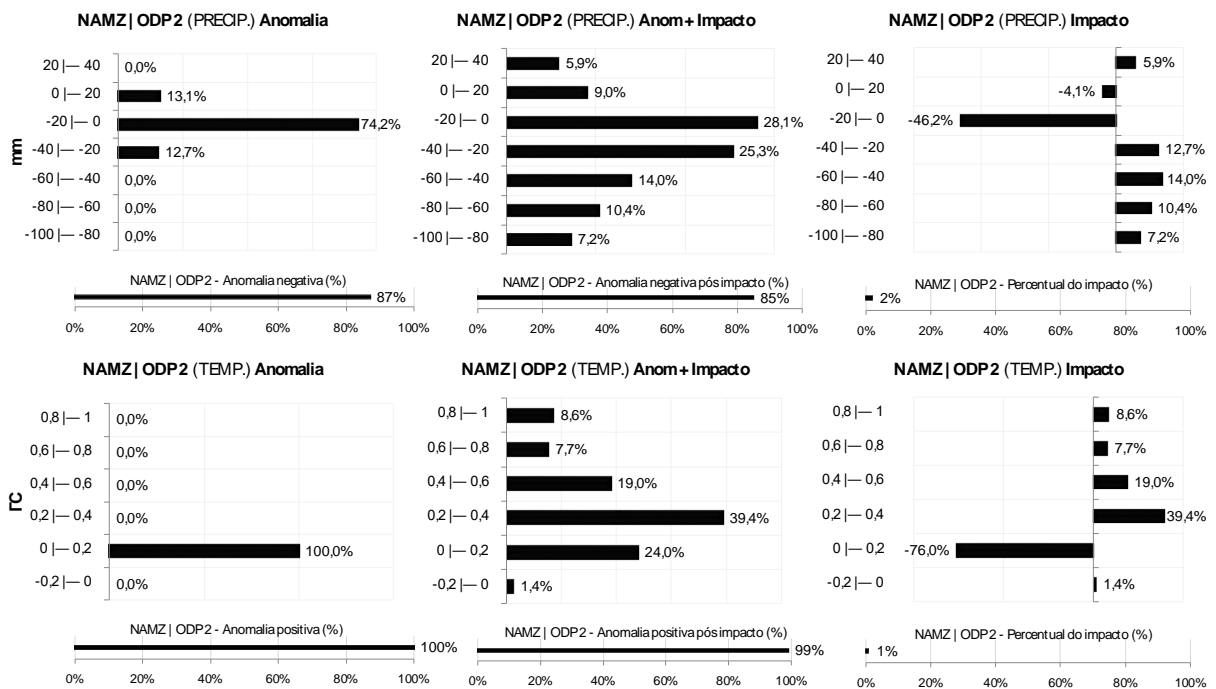


Figura 38. Idem a figura 35, porém para fase positiva da ODP (1977-1996).

A região EAMZ na fase positiva da ODP apresenta anomalias negativas em 100% da sua área (Fig. 39). A partir do impacto provocado pelo desmatamento, estas anomalias atingem limiares mais elevados, de -20 mm para até -80 mm. Este resultado equivale a um aumento de 55% na intensidade das anomalias negativas, ou seja, intensificação da seca na região.

A temperatura do ar durante o período positivo da ODP demonstra através dos resultados que após o impacto provocado pelo desmatamento ocorre um aumento significativo. O limite inicial de anomalia positiva conforme o primeiro histograma de temperatura do ar era de 0,2° C em 97,3% da área e após o impacto, já no segundo histograma, este limite atinge 1° C (Fig. 39). Este aumento no limite equivale a elevação de temperatura acima de 0,2° C em 63,5% da área da região.

Desta forma, o desmatamento provocaria um aquecimento na região (Fig. 30). Assim, a região EAMZ durante a segunda fase da ODP tende a ser mais seca e aquecida.

A análise de impacto na região SAMZ durante a fase positiva da ODP (1977-1996) tem como resposta ao desmatamento, o aumento significativo de precipitação acima de 20 mm. A região que inicialmente apresentava anomalias negativas (56%) sofre um impacto de 30% que provoca a alteração do sinal identificado no padrão observado durante a fase positiva da ODP (Fig. 40).

### EAMZ - Análise de impacto na 2ª fase da ODP (1977-1996)

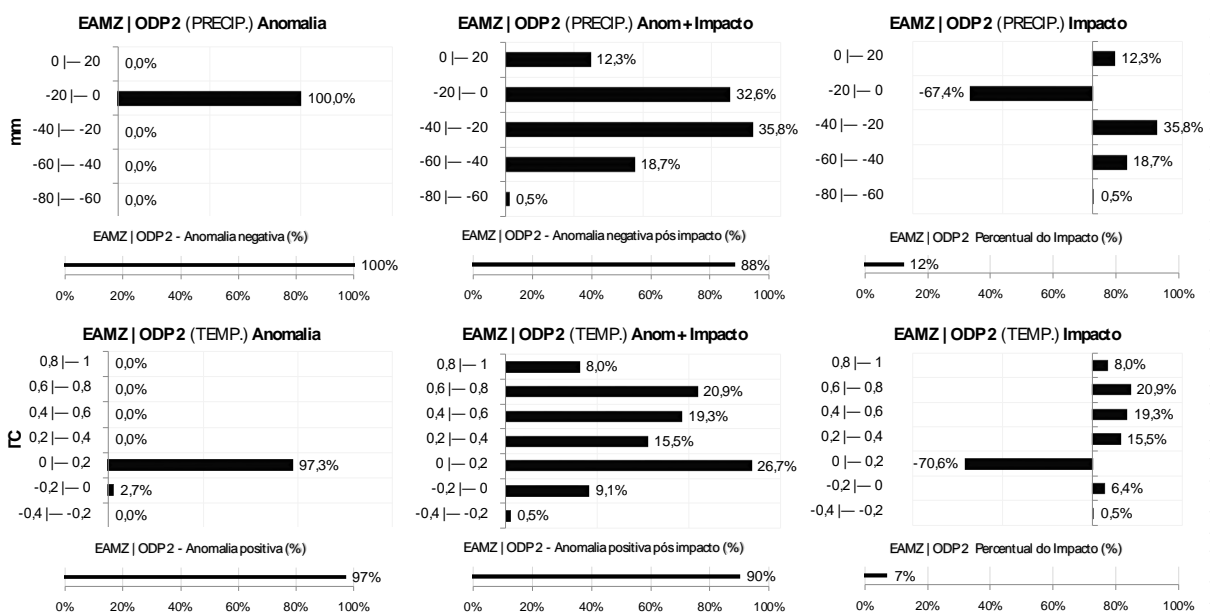
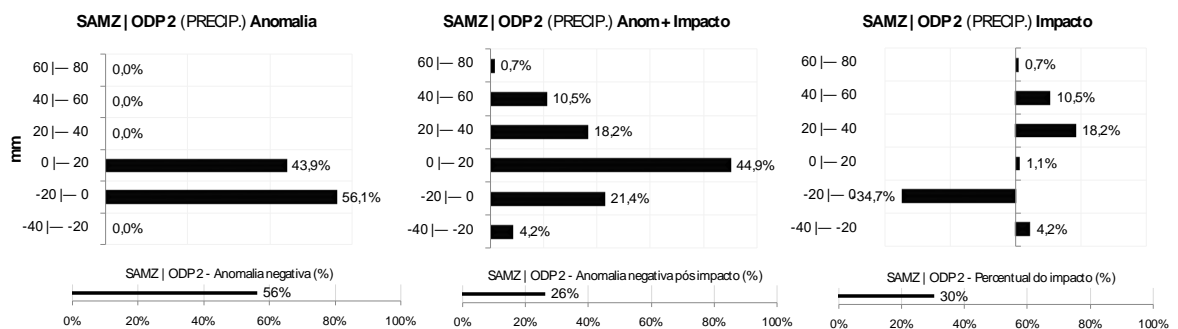


Figura 40. Idem a figura 35, porém para região EAMZ.

Assim, a região de seca altera-se para úmida. Em relação a temperatura do ar, o impacto provoca aumento de anomalias positivas acima de 0,2° C. Esta intensificação a partir da contagem de pixel com limiares mais altos é distribuída na escala de 0,2°C a 1°C e constituem 29,4% da área da região SAMZ.

### SAMZ - Análise de impacto na 2ª fase da ODP (1977-1996)



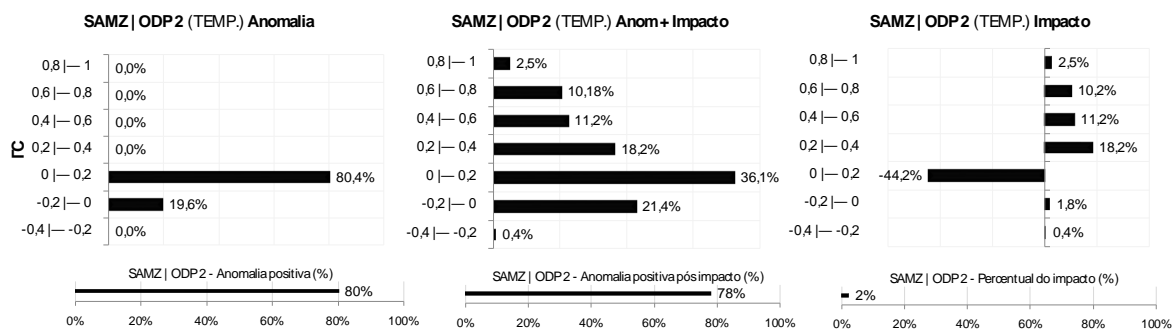
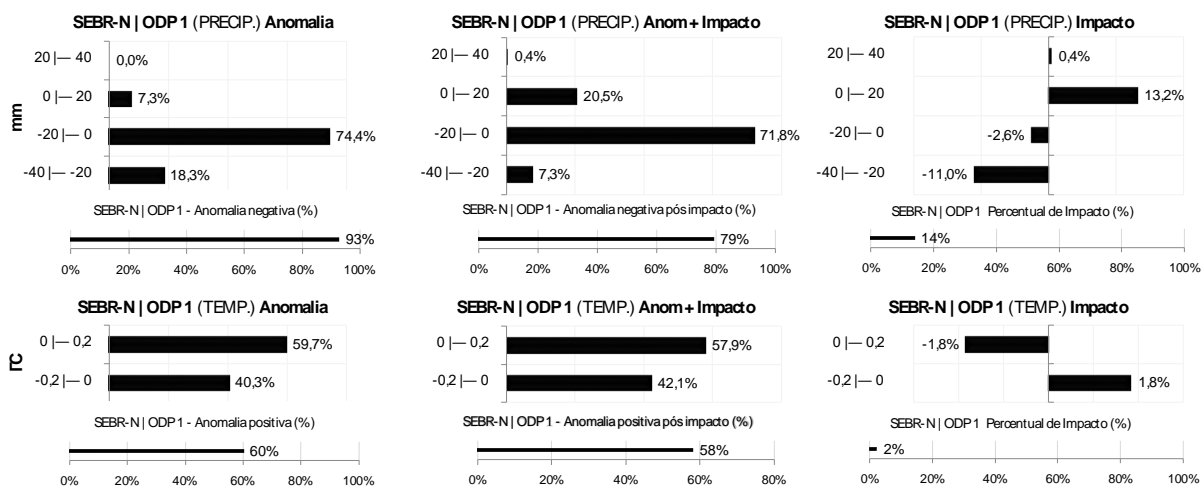


Figura 41. Idem a figura 35, porém para região SAMZ.

A região SEBR-N localizada entre os estados de Minas Gerais (norte), Bahia (sul), Tocantins (extremo sul) e Goiás (leste) da SAS apresentam anomalias negativas de precipitação e positivas de temperatura do ar nas duas fases negativas da ODP (Figs. 23 e 36). A partir da caracterização de um clima quente e seco durante as fases negativas da ODP, quando analisada a primeira (terceira) fase da ODP na região, após ao impacto de desmatamento, ocorre uma diminuição de anomalias negativas em 14% (14%) e o aumento de anomalias positivas em 13,6% (17,1%). Assim, o desmatamento amenizaria a intensidade da seca na região.

Os resultados de temperatura demonstram que o impacto provocaria uma leve diminuição da temperatura do ar. Na primeira (segunda) fase da ODP o percentual de temperatura acima de 0,2°C diminuiria em 1,8% (10,6%) da área da região. O desmatamento nesta região tende a amenizar a seca e diminuir a temperatura do ar.

### SEBR-N - Análise de impacto na 1º fase da ODP (1970-1976)



### SEBR-N - Análise de impacto na 3º fase da ODP (1997-2003)

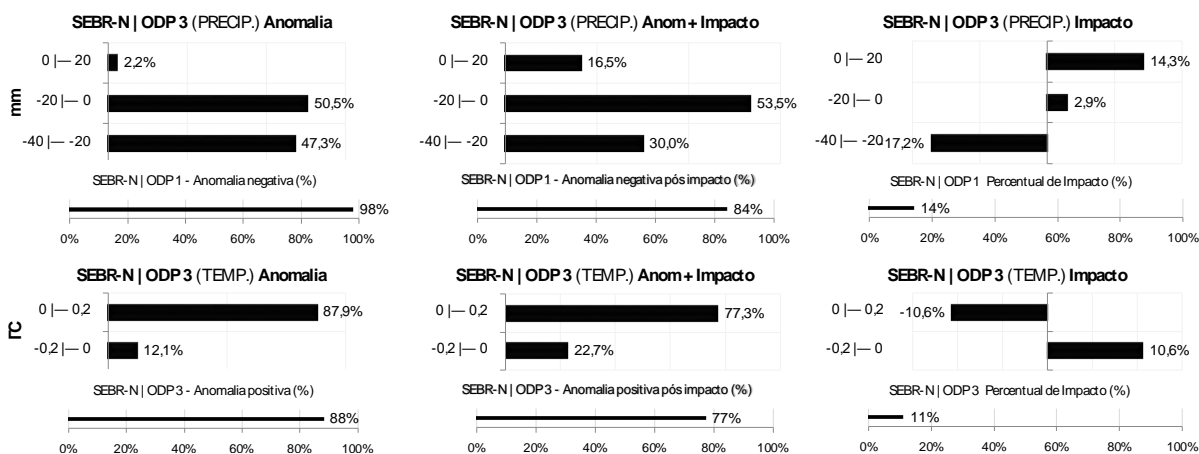
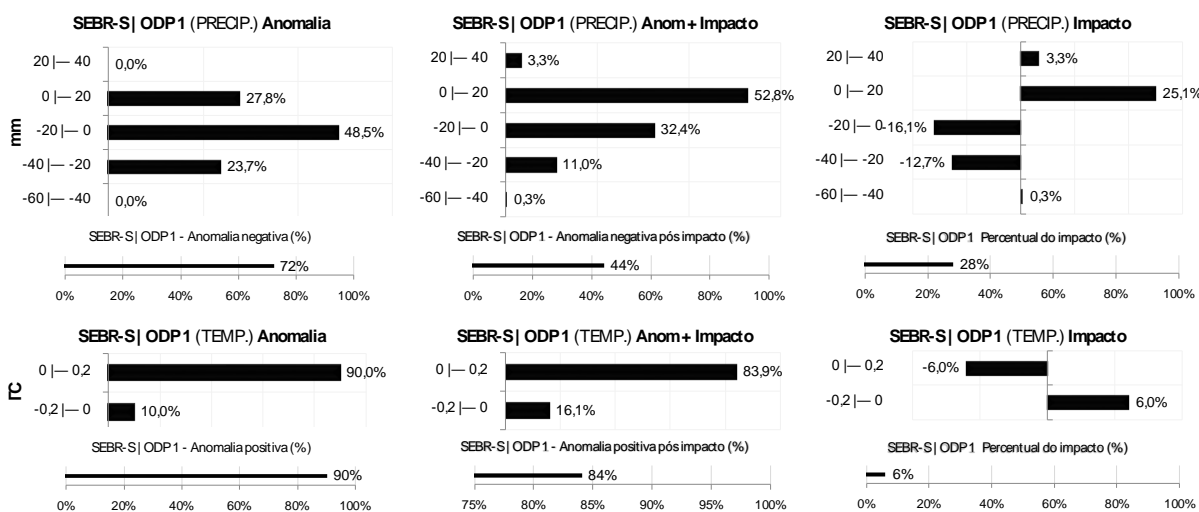


Figura 42. Idem a figura 38, porém para região SEBR-N.

A região SEBR-S localizada entre os estados de Minas Gerais (sul), São Paulo, Rio de Janeiro, Paraná (norte) e Mato Grosso do Sul (extremo leste) da SAS. O resultado das anomalias de precipitação da primeira (segunda) fase negativa em relação aos dados de precipitação apresenta 72% (86%) de anomalias negativas entre -40 a 0 mm (-40 a 0 mm). Na região, o desmatamento provoca um impacto de 28% (25%) durante a primeira (terceira) fase da ODP (Fig. 43). Na primeira fase da ODP o impacto seria responsável pela mudança do sinal predominante das anomalias, de negativas para positivas. Em relação a temperatura do ar a primeira (segunda) fase da ODP apresenta anomalias positivas predominantes em 90% (100%) da região entre 0°C a 0,2°C (0°C a 0,4°C) que, após o impacto, reduzem em 6,1% (2%; 0°C a 0,2°C e aumentam 2%; 0,2°C a 0,4°C).

### SEBR-S - Análise de impacto na 1ª fase da ODP (1970-1976)



### SEBR-S - Análise de impacto na 3ª fase da ODP (1997-2003)

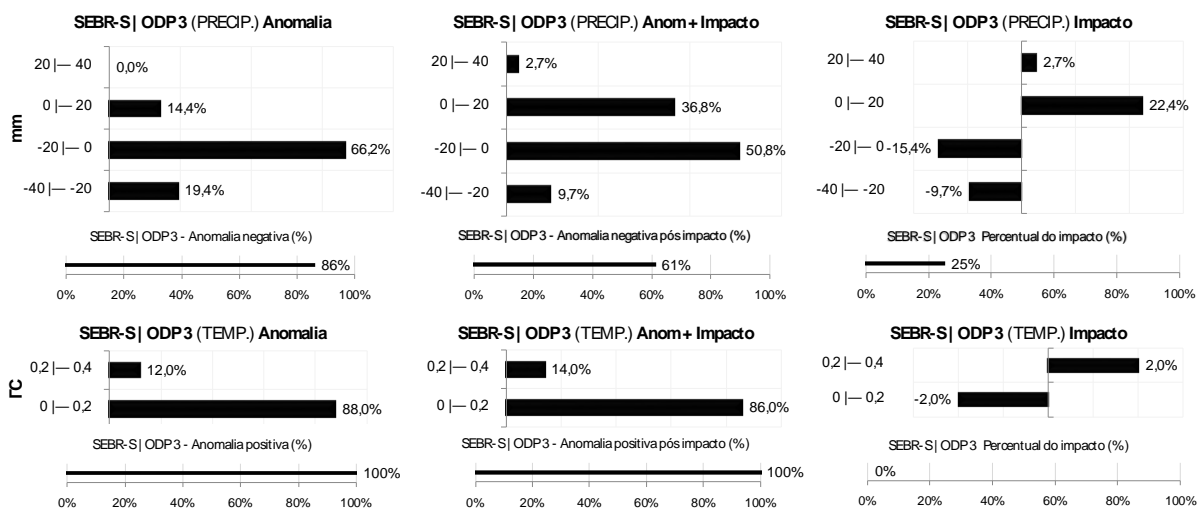


Figura 43. Idem a figura 38, porém para região SEBR-S.

Na fase positiva da ODP a região SEBR-N apresenta anomalias positivas de precipitação em 98,5 % do território (Fig. 44). O desmatamento provoca um impacto negativo de 38,1% nas anomalias entre -20 a 40 mm. Em relação a temperatura do ar a região sofre um impacto positivo de 15,8% nas anomalias entre -0,2°C a 0°C. A partir dos resultados o desmatamento proporcionaria ganho de umidade e a diminuição de temperatura do ar na região durante a fase negativa da ODP.

### SEBR-N - Análise de impacto na 2ª fase da ODP (1977-1996)

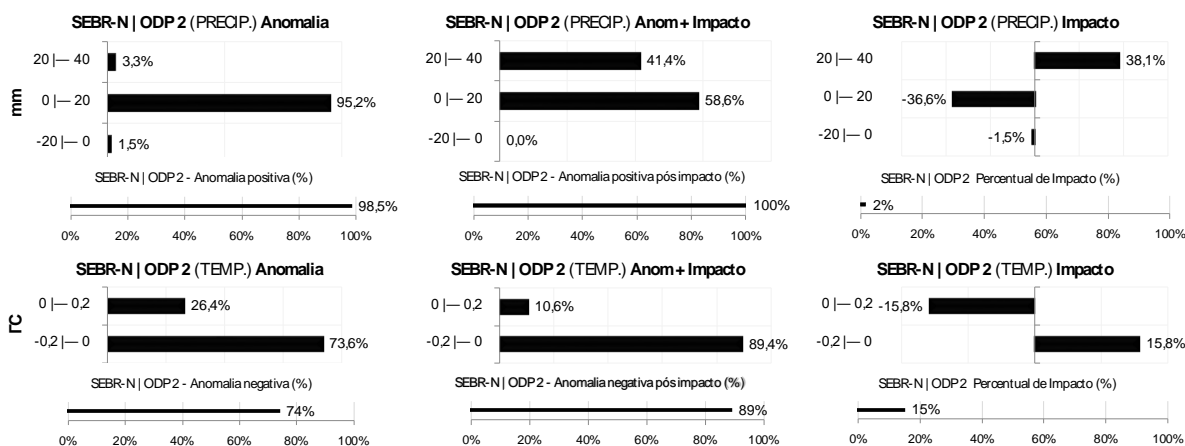


Figura 44. Idem a figura 35, porém para região SEBR-N.

A segunda fase da ODP na região SEBR-N caracteriza-se na região com anomalias positivas entre 0 a 40 mm em 81% de sua área (Fig. 44). Em função do impacto, estas anomalias sofrem uma mudança de 7% promovendo o aumento de 7,4% nas anomalias negativas entre -20 a 0 mm. A temperatura do ar predominantemente negativa entre -0,2 a 0 mm não se altera significativamente em função do desmatamento. Assim, o desmatamento durante a fase positiva da

ODP a região SEBR-S assumiria gradientes mais elevados de precipitação permanecendo úmida e fria (Fig. 45).

### SEBR-S - Análise de impacto na 2ª fase da ODP (1977-1996)

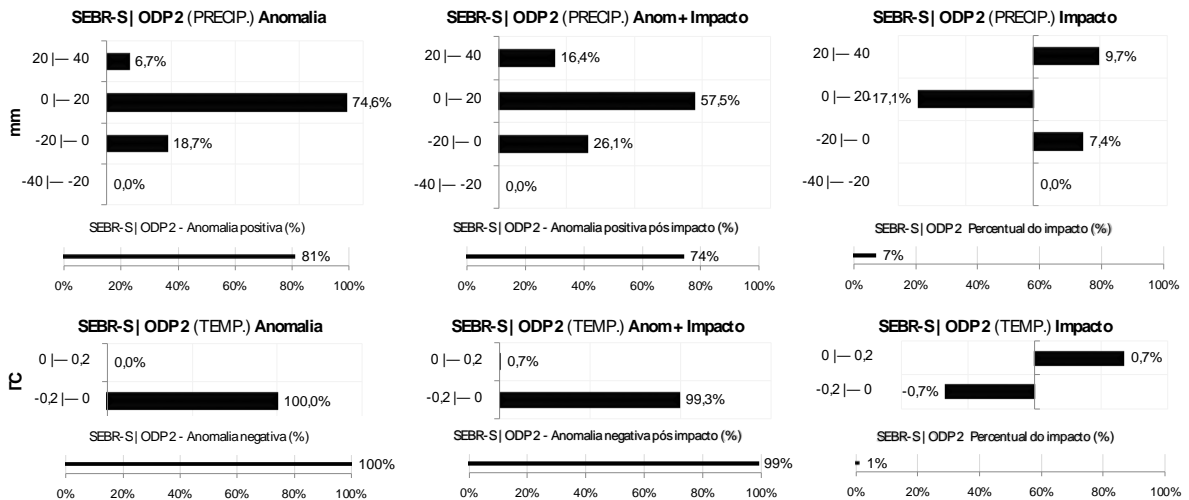
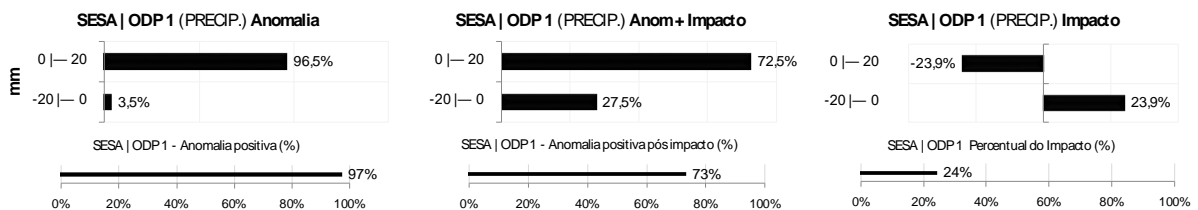


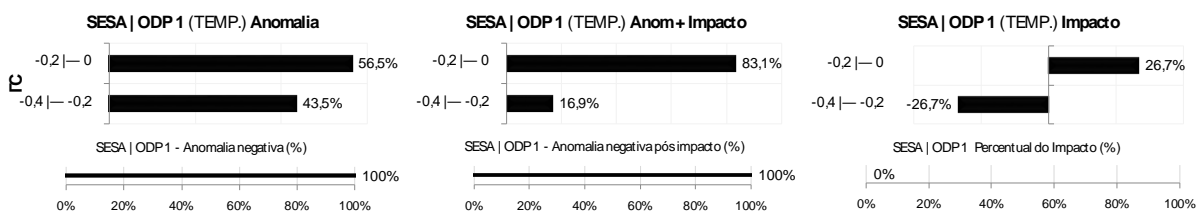
Figura 45. Idem a figura 35, porém para região SEBR-S.

A região SESA está localizada ao sul do continente entre a Argentina (extremo leste), Paraguai (extremo sul), Uruguai e o estado do Rio Grande do Sul (oeste) da PRA. Nesta região as anomalias de precipitação na primeira (terceira) fase da ODP são positivas em 97% (99%) da área, predominantes no intervalo entre 0 a 20 mm (Fig. 46). O impacto provocado pelo desmatamento estaria possivelmente associado na primeira (terceira) fase da ODP à diminuição de 24% (0,8%) das anomalias positivas entre 0 a 20 mm.

Em relação aos impactos na temperatura do ar, as anomalias negativas em 100% da área variam entre -0,4 a 0°C, na primeira fase da ODP. A partir do impacto as anomalias negativas observadas na primeira (terceira) fase da ODP aumentam em 26,7% (16,1%) de -0,2 a 0°C e diminuem (aumentam as anomalias positivas), proporcionalmente, entre -0,4 a -0,2°C (0 a 0,2°C). O desmatamento na região proporcionaria uma perda de umidade e uma amenização no frio da região.

### SESA - Análise de impacto na 1ª fase da ODP (1970-1976)





### SESA - Análise de impacto na 3<sup>o</sup> fase da ODP (1997-2003)

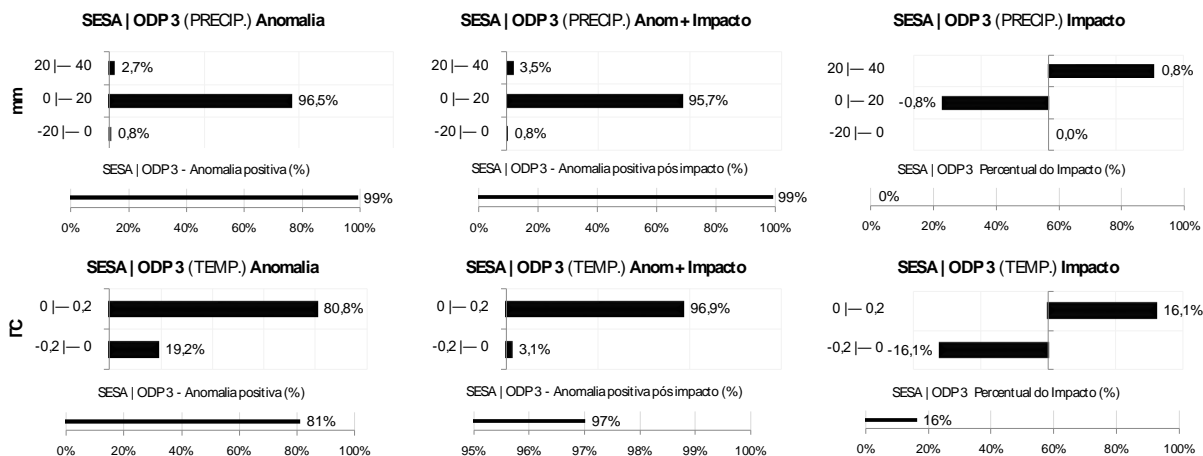


Figura 46. Idem a figura 38, porém para região SESA.

Os resultados da segunda fase da ODP apresentam um sinal de aumento de precipitação através da diminuição das anomalias negativas entre -20 a 0 mm e um aumento de 7,1% das positivas entre 0 a 20 mm (Fig. 47). A temperatura do ar em função do impacto aumenta em relação as anomalias positivas e diminuem em relação as negativas. A região SESA na fase positiva da ODP apresenta sinais de amenização da seca e aumento de temperatura em função do desmatamento.

### SESA - Análise de impacto na 2<sup>o</sup> fase da ODP (1977-1996)

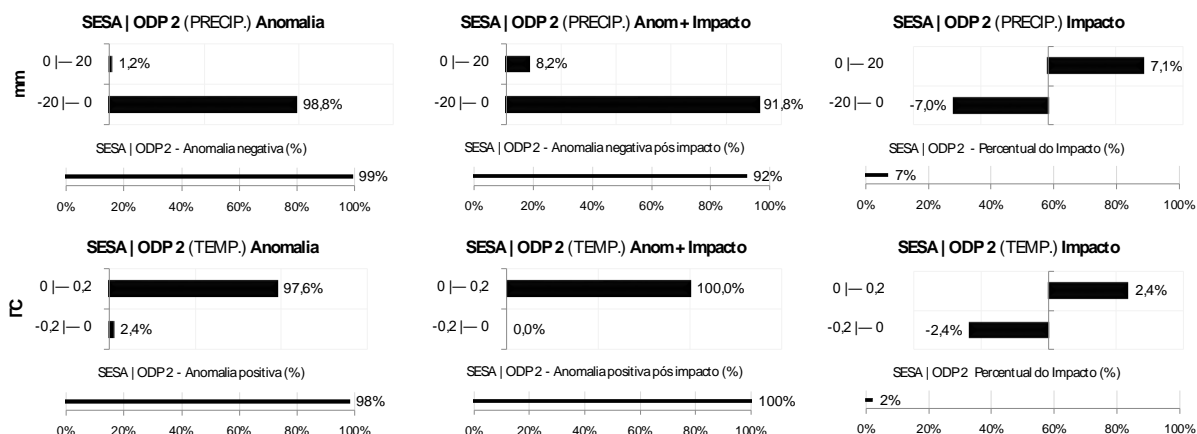


Figura 47. Idem a figura 35, porém para região SESA.

#### 6.4 Anomalias Precipitação e Temperatura do ar nas Fases ENOS

Nesta seção são apresentados os padrões anômalos de precipitação e temperatura do ar para períodos específicos de ENOS (EN, LN e neutro) nas tabelas 3 e 4 em cada uma das fases da ODP (ODP<sub>1</sub>, ODP<sub>2</sub> e ODP<sub>3</sub>). De forma geral, eventos EN e LN são caracterizados respectivamente por menos e mais precipitação no norte da América do Sul, incluindo a área AMZ, o que é mais evidente nas fases negativas da ODP (Fig. 49), para o período considerado neste estudo.

Durante os meses de EN é possível verificar a predominância de anomalias anticiclônicas no centro-norte e anomalias ciclônicas ao sul da América do Sul (Fig. 48a-c), em baixos níveis da troposfera, estando associados, em geral, com menos chuva ao norte e mais chuva ao sul da América do Sul. Na fase positiva da ODP observa-se menos precipitação na região AMZ (Fig. 49e), o que está associado ao enfraquecimento do movimento ascendente pelo deslocamento zonal do ramo descendente da célula de Walker, tal como visto nos mapas da anomalia de omega (Fig 12).

Em eventos EN, as áreas com anomalia ciclônica ao sul da América do Sul (Fig. 48a-c) ocupam setores mais ao norte durante a fase positiva da ODP, em contraposição ao observado nas fases negativas, permitindo que a faixa de anomalias positivas de precipitação estendida na direção NO-SE seja também deslocada para norte (Fig.49d), enquanto que, nas fases negativas da ODP, as anomalias positivas de precipitação estendidas na direção NO-SE ficam posicionadas mais ao sul (Fig. 49b,f,j). A região norte da AS (AMZ, como designada neste estudo) apresenta, em geral, valores médios positivos de anomalia de precipitação para os meses definidos com eventos LN, (Fig. 49c,g,k). Nos setores centro-leste e sudeste da América do Sul, áreas SAS e PRA, o padrão médio de anomalias de precipitação é invertido entre as fases negativas e a fase positiva da ODP: com anomalias positivas ao sul, na área PRA, e negativas ao norte, na área SAS, durante as fases negativas e o padrão inverso na fase positiva da ODP. Assim, tanto eventos EN como LN estão associados a mais precipitação na área SAS do que na área PRA, durante a fase positiva da ODP.

Nas fases negativas da ODP, é notado o padrão inverso. É possível que a análise com dados filtrados para oscilações na escala interanual, caracterizando eventos ENOS, indique mais apropriadamente as diferenças entre EN e LN, o que não foi mostrado neste estudo. Comparando-se as anomalias de precipitação nas áreas PRA e SAS entre eventos EN e LN, nas fases negativas da ODP, verifica-se que as anomalias nos casos de EN foram mais intensas, ocupando áreas maiores, e, mais deslocadas para o sul (Fig. 49b,f,j).



Nos casos de eventos LN (Fig. 48c,g,k), a circulação atmosférica de baixos níveis é caracterizada por anomalias ciclônicas no centro-norte e anomalias anticiclônicas no sul da América do Sul. O padrão espacial de anomalias positivas da função de corrente no setor centro-leste da América do Sul, entre as fases negativas e positiva da ODP, para os casos de LN, mostra alguma diferença (Fig. 48). Enquanto as fases negativas da ODP apresentam uma perturbação anticiclônica no sudeste do Brasil (cor vermelha), atingindo os estados do RJ, SP e MG, sobreposta à anomalia ciclônica principal (cor azul), a fase positiva da ODP apresenta uma intensificação da anomalia ciclônica em direção ao Atlântico Sul adjacente.

Este padrão está associado à observação de períodos mais secos na área SAS, durante eventos LN, nas fases negativas da ODP (Fig. 49c,k), e períodos mais úmidos na área SAS durante eventos LN, na fase positiva da ODP (Fig. 49g). Tais aspectos são visíveis também nos mapas do movimento vertical, omega em 500 hPa (Fig. 12). Na a região SAS, em relação aos meses de EN apresenta-se com mais anomalias positivas em períodos de EN na fase positiva da ODP e mais anomalias negativas em períodos de LN, na fase negativa da ODP. O padrão de anomalias de precipitação para os meses classificados como EN na fase positiva da ODP (Fig. 49f) são os mais similares à média global (Fig. 49e), devendo, portanto, explicar a maior parte da variância média desta fase da ODP.

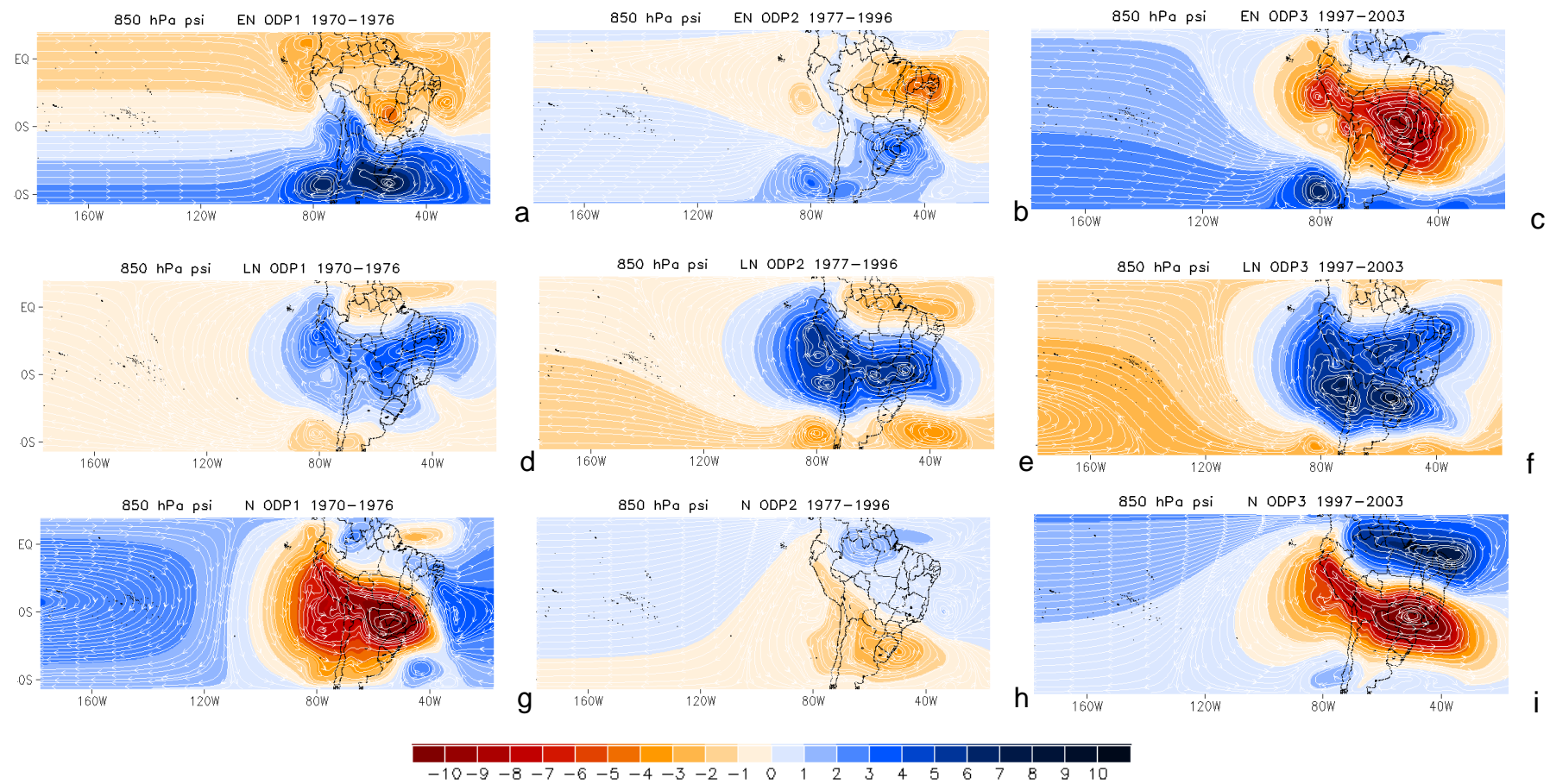
Os períodos classificados como neutros (Fig. 49d,h,i) mostram também inversão do padrão dipolar de precipitação entre o centro-leste (SAS) e sudeste (PRA) da AS, com anomalias negativas e positivas, respectivamente, nas fases negativas da ODP, e padrão inverso na fase positiva da ODP. Com relação à temperatura, os períodos neutros foram marcados por anomalias negativas em praticamente toda a América do Sul, acompanhando o padrão para os períodos de LN.

Deste estudo, podemos dizer que o padrão de mais chuvas no centro-leste da América do Sul, região SAS, está associado a períodos classificados como EN, LN e neutro, que ocorrem nas fases positivas da ODP, enquanto na fase negativa da ODP na mesma região SAS, são observadas anomalias negativas de chuva. O padrão obtido é claro, porém, deve-se considerar o tamanho das séries temporais adotadas, relativamente pequenas para as fases negativas da ODP (12 anos para a fase negativa e 20 anos para a fase positiva), o que pode ser verificado com a adoção de séries temporais mais extensas.

Os campos de anomalias de temperatura do ar para as distintas fases do ENOS e fases positivas e negativas da ODP são mostrados nas figuras 50. De forma geral, as anomalias positivas

de temperatura do ar são registradas durante eventos EN enquanto anomalias negativas são observadas durante eventos de LN e neutros. Especificamente, é possível observar que as anomalias positivas na metade austral do continente são mais elevadas nos meses de EN em relação à metade boreal, exceto na segunda fase negativa da ODP (ODP<sub>3</sub>). Este padrão é observado para as anomalias negativas identificadas nos meses neutros e LN, porém a exceção ocorre na primeira fase negativa da ODP (ODP<sub>1</sub>) durante a LN.

Nos meses de LN também foi possível constatar que a região SAS localizada no sudeste da América do Sul apresenta anomalias positivas (Fig. 50c,g,k). De forma geral, estes resultados corroboram aqueles apresentados por Lin e Qian (2019) e Trenberth et al. (1998) que demonstraram o papel do efeito sazonal no comportamento das anomalias de temperatura do ar e precipitação na América do Sul. No entanto, ao considerarmos de maneira qualitativa os resultados de Lin e Qian (2019) é possível notar que o padrão médio de precipitação varia de acordo com o estágio da fase ENOS, sendo positivo durante o EN e negativo nos meses de LN.



**Figura 48.** Anomalias para função de corrente ( $10^4 m^2 s^{-1}$ ; cores) e vento rotacional  $ms^{-1}$ ; isolinhas) para 850 hPa para as fases ENOS.

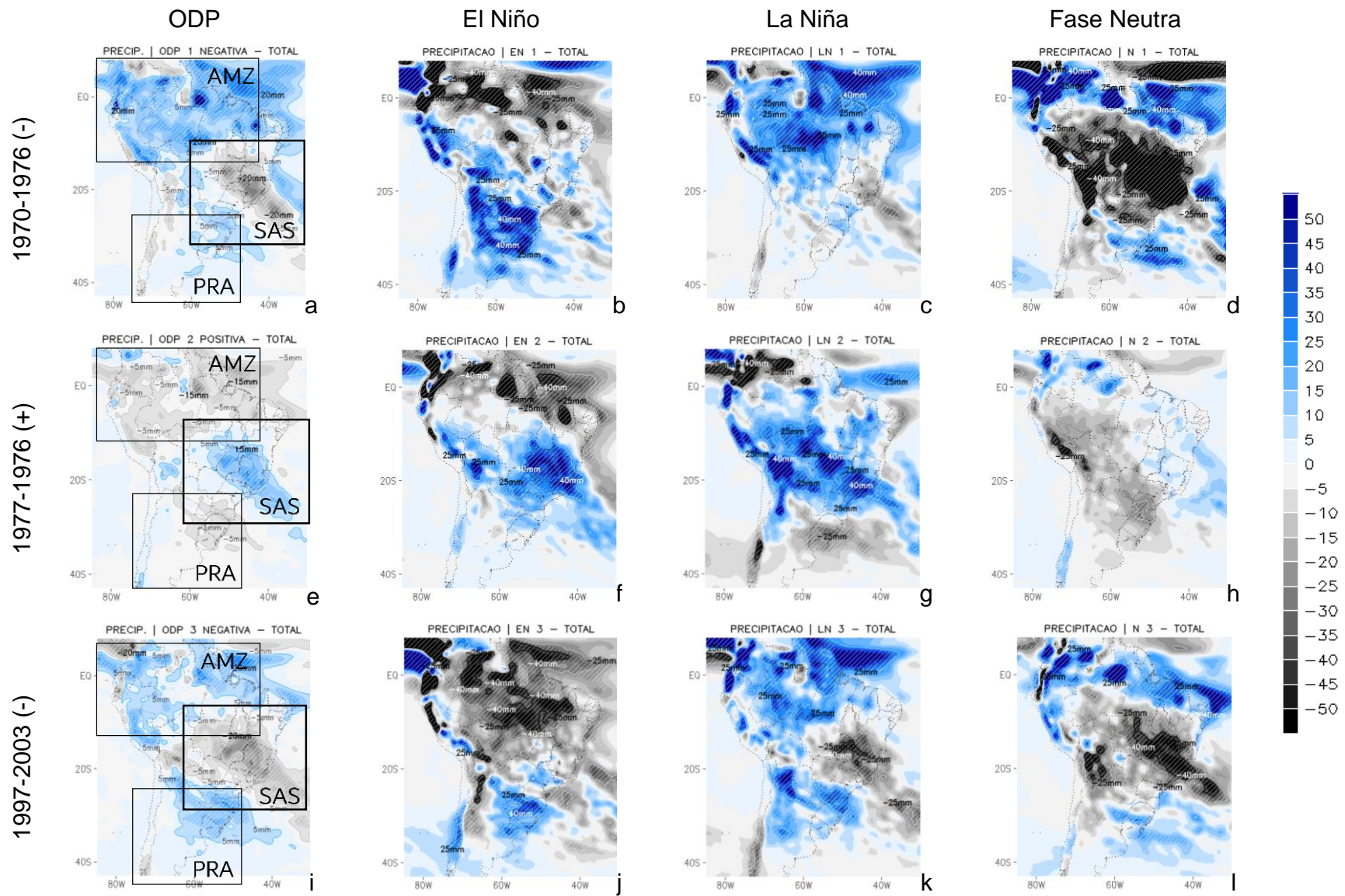


Figura 49. Anomalias da precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) nas fases ENOS para as três fases da ODP. Teste Z (nível de significância à 90%; hachurado).

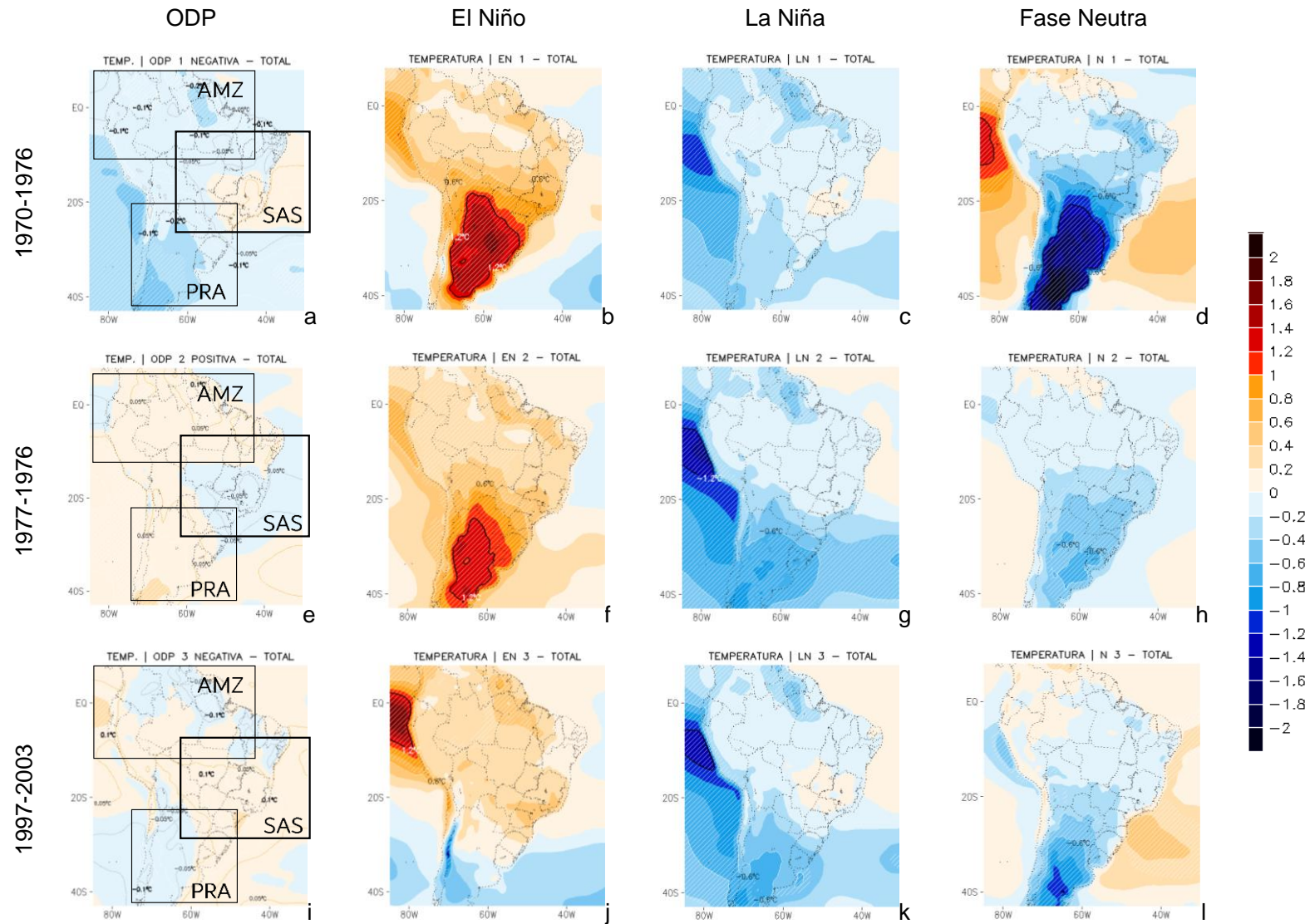


Figura 50. Idem figura 49, porém para temperatura do ar a 2 m de altura (°C mês<sup>-1</sup>). Teste Z (nível de significância à 90%; hachurado).

Nos estudos de Lin e Qian (2019) este padrão é mais evidente em relação a observação de Trenberth et al. (1998). Com relação às variações espaciais obtidas para fases distintas da ODP, observamos o padrão de dipolo de temperatura do ar entre regiões PRA e SAS, nas fases negativas e positiva da ODP, para os períodos de LN (Fig. 50c,k). Tal padrão é também observado no campo médio geral, que inclui eventos EN e neutros.

Nas fases negativas da ODP, observam-se anomalias positivas e negativas da temperatura do ar nas áreas SAS e PRA, respectivamente; na fase positiva da ODP, este padrão se inverte, nos casos de LN. O padrão dipolar entre as áreas SAS e PRA, entre as fases positivas e negativas da ODP, é perceptível nos campos de temperatura do ar, indicando anomalias negativas quando há mais chuva e anomalias positivas quando há menos chuva.

### 6.5 Impactos na Precipitação e Temperatura do ar nas Fases ENOS

Ao realizar as análises sobre os impactos nas fases ENOS se faz necessário apresentar os resultados da contagem dos meses períodos *El Niño*, *La Niña* e Neutro conforme o critério do *Oceanic Niño Index* (ONI) definido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Este procedimento consta no capítulo de métodos e técnicas.

De acordo com a tabela 3 o período de 1970 a 2003 ocorreram onze fases neutras e *El Niño* e doze fases *La Niñas*.

**Tabela 3 – Fases ENOS (1970 – 2003)**

El Niño				La Niña				Neutro						
EN_1	1972	mai	1973	mar	LN_1	1970	jul	1971	mai	N_1	1970	fev	1970	jun
EN_2	1976	set	1977	fev	LN_2	1971	jun	1972	jan	N_2	1977	mar	1977	ago
EN_3	1977	set	1978	jan	LN_3	1973	mai	1974	jul	N_3	1978	fev	1979	set
EN_4	1979	out	1980	fev	LN_4	1974	out	1975	abr	N_4	1980	mar	1982	mar
EN_5	1982	abr	1983	jun	LN_5	1975	mai	1976	abr	N_5	1984	fev	1984	set
EN_6	1986	set	1987	abr	LN_6	1983	set	1984	jan	N_6	1985	set	1986	ago
EN_7	1987	mai	1988	fev	LN_7	1984	out	1985	ago	N_7	1989	jun	1991	abr
EN_8	1991	mai	1992	jun	LN_8	1988	mai	1989	mai	N_8	1992	jul	1994	ago
EN_9	1994	set	1995	mar	LN_9	1995	ago	1996	mar	N_9	1996	abr	1997	abr
EN_10	1997	mai	1998	mai	LN_10	1998	jul	1999	mai	N_10	2001	mar	2002	mai
EN_11	2002	jun	2003	fev	LN_11	1999	jun	2000	mar	N_11	2003	mar	2003	dez
					LN_12	2000	abr	2001	fev					
El Niño				La Niña				Neutro						

O percentual relativo à contagem dos meses para cada fase ENOS nos três períodos da ODP são apresentados na Tabela 4. Nas fases negativas da ODP ocorrem as maiores frequências de *La Niñas* e, nas fases positivas, de fases neutras e *El Niños*. Proporcionalmente a diminuição na

frequência de meses de La Niñas na fase positiva da ODP é maior que a diminuição dos meses de El Niño nas suas respectivas fases negativas.

**Tabela 4** – Fases ENOS por fases da ODP (1970 – 2003)

El Niño				La Niña				Neutro			
		*meses	**total			meses	total			meses	total
ODP 1	70-76	18	21%	ODP 1	70-76	51	61%	ODP 1	70-76	15	18%
ODP 2	77-96	64	27%	ODP 2	77-96	37	15%	ODP 2	77-96	140	58%
ODP 3	97-03	22	26%	ODP 3	97-03	32	38%	ODP 3	97-03	30	36%

\*meses = contagem dos meses para cada fase da ODP e \*\*total = percentual relativo à série 1970 - 2003 (408 meses).

As tabelas 3 e 4 demonstram que os dados não são os mais adequados para uma análise climática. Tendo em vista esta prerrogativa, os próximos resultados apresentarão as respostas dos valores médios de precipitação e temperatura do ar a 2 m, em relação aos impactos provocados pelo desmatamento durante a variação do sinal ENOS ao longo das fases da ODP.

Os impactos provocados pelo desmatamento quando avaliados as fases ENOS demonstram que as variações espaço-temporais de precipitação (Fig.45b-d, f-h, j-l) e temperatura do ar (Fig.52b-d,f-h,j-l) são semelhantes aos impactos observados nas fases da ODP, respectivamente, nas figuras 45a,e,i e 52a,e,i. De modo geral é possível observar a caracterização de duas regiões na América do Sul que estão bem definidas como sendo áreas fortemente impactadas, tanto em relação a precipitação quanto a temperatura do ar, para todas as fases ENOS e ODP. As regiões centrais dos impactos, praticamente, não se alteram, porém, seus prolongamentos podem variar de acordo com a variação ENOS que ocorrem em função do sinal da ODP.

Em relação a precipitação o “epicentro” dos impactos negativos (Fig.51a; I-) são observados no norte da Floresta Amazônica, na divisa entre do nordeste do Estado do Amazonas e noroeste do Estado do Pará. Este sinal negativo do bias (DESM – CTRL) prolonga-se até o norte do Estado do Piauí. O epicentro dos impactos positivos, por sua vez, está localizado no noroeste do Estado do Mato Grosso e nos limites das fronteiras com o Estado do Amazonas, Tocantins e Goiás (Fig.51a;I+). Este sinal positivo do bias prolonga-se na direção noroeste no Estado do Amazonas e sudeste no Estado de Minas Gerais. Em relação a temperatura do ar (Fig.58) o desmatamento provoca um significativo aquecimento na “região do arco do desmatamento” localizado no sul e leste da Bacia Amazônica e ao norte dos Estados do Amazonas e Pará (Fig.58a;B+). No sudoeste do

Estado do Mato Grosso, próxima a região do Pantanal, observa-se um pequeno núcleo de bias negativos (Fig.58a;B-).



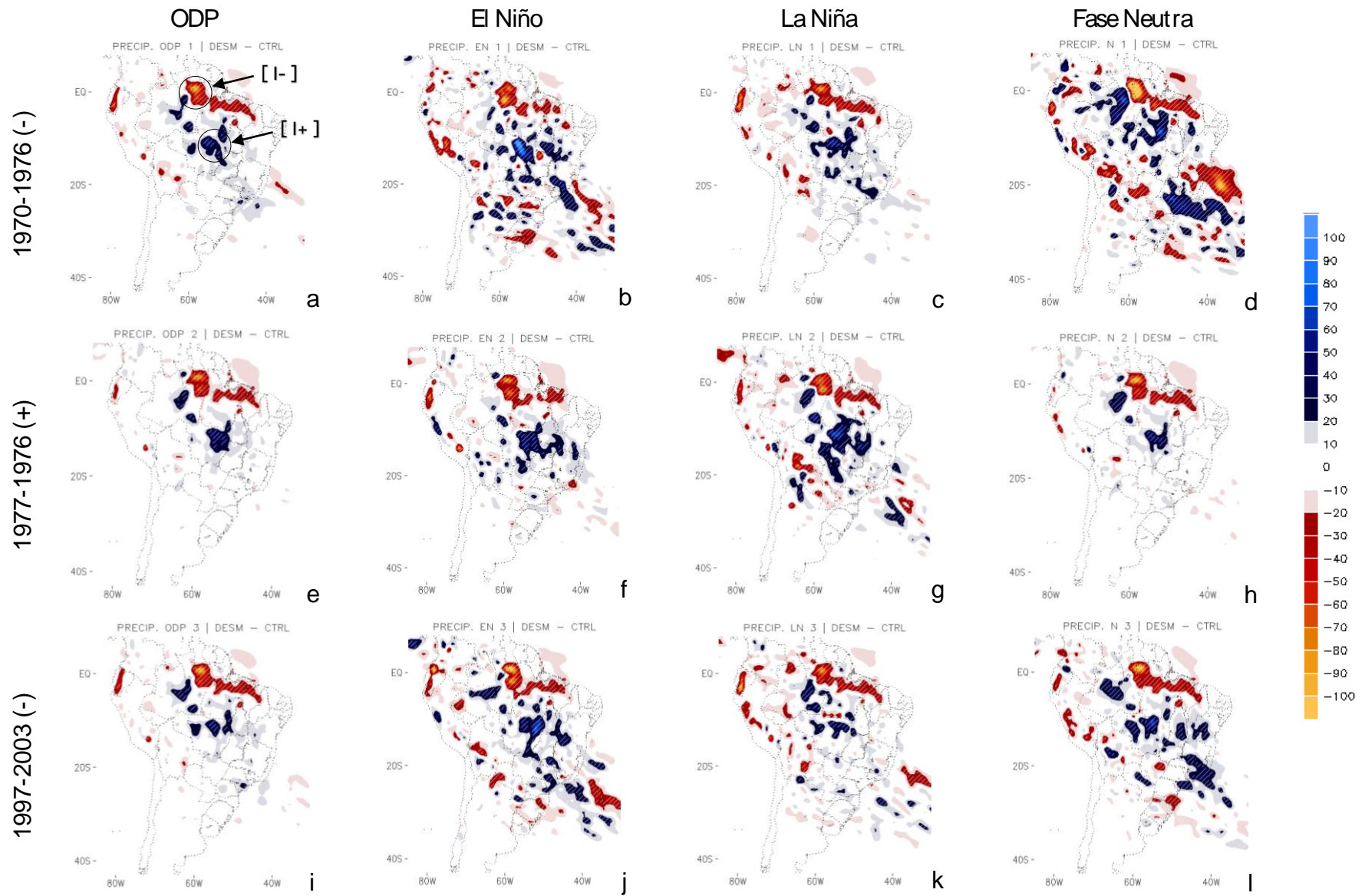


Figura 51. Impactos na precipitação (mm mês<sup>-1</sup>) durante as fases ENOS para as três fases da ODP.

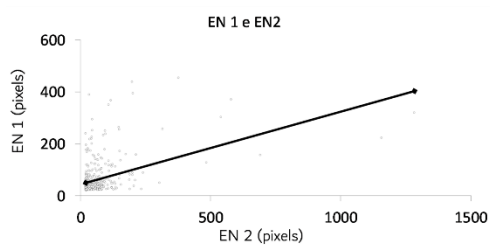
As análises conjuntas entre estes gráficos estatísticos e os mapas de anomalias fornecem a dimensão dos impactos em termos quantitativos e espaciais entre as diferenças que ocorrem entre as fases positivas e negativas da ODP. Nos gráficos circulares os gradientes dos pixels variam entre os valores mais baixos (austrais) e os mais altos (boreais) da América do Sul.

Nos meses *El Niño* é possível observar através da figura 52 que os impactos provocados pelo desmatamento nas anomalias de precipitação (Fig. 51a, c, e) são mais elevados nos meses EN 2. De acordo com os radares (Fig. 52e, f) os impactos positivos mais elevados ocorrem nas regiões mais ao norte do continente, mais precisamente, entre a latitude de 20°S e 5°S (Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais) e os negativos entre a latitude de 5°S e 5°N (Pará, Maranhão e Amazonas).

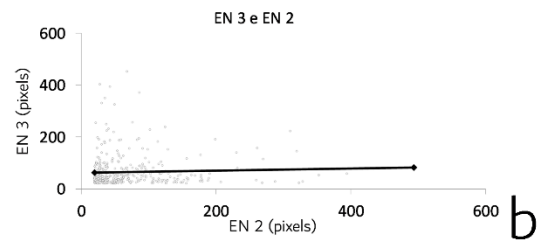
As diferenças entre os impactos mais elevados nos meses de LN 2 (Fig.54) são observados nos mapas de anomalias (Fig. 55). Conforme os radares (Fig. 54e, f) ocorrem durante a LN 2 em relação a LN 1 e LN 2 são observados nas duas metades do continente, porém são mais elevados na metade norte (Fig. 55), onde a diferença pós impacto é mais elevado nos meses LN 2, sendo positivamente, entre a latitude de 20°S e 5°S (metade norte) e a latitude entre 25°S e 20°S (metade sul). Os impactos negativos mais elevados nos meses LN 2 (Fig. 54g, h) estão proporcionalmente divididos no continente, sendo mais elevados entre a latitude de 5°S e 5°N (metade norte) e entre a latitude de 35°S e 25°S (metade sul).

Nos meses neutros os impactos mais elevados na precipitação que ocorrem no continente são observados nos meses de LN 2 (Fig. 56). Nos mapas de anomalias (Fig. 57) conforme a indicação dos radares (Fig. 55e-h), os impactos positivos estão localizados ao norte do continente, entre a latitude de 20°S e 5°S (metade norte) e os negativos, ao norte, entre a latitude de 5°S e 0° e, ao sul, entre a latitude de 35°S e 20°S.

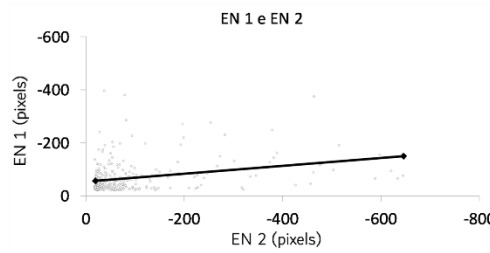
Regressão Linear entre EN (ODP 2) e EN (ODP 1 e ODP 2)



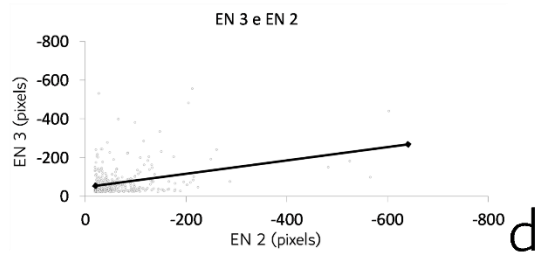
a



b



c

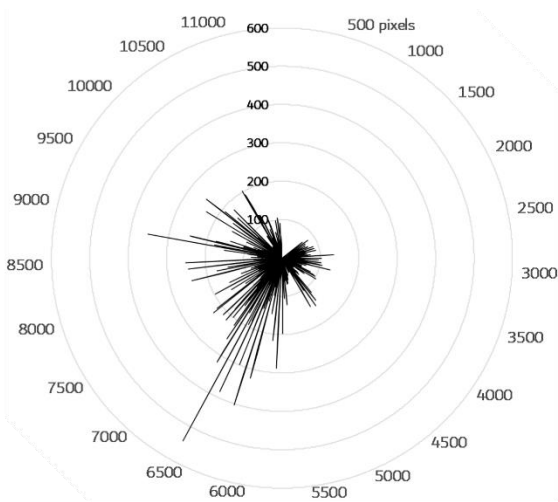


d

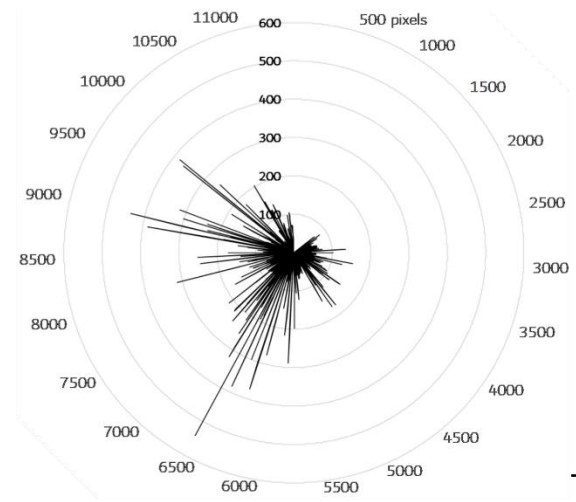
Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre EN (ODP 2) e EN (ODP 1 e ODP 2)

EN 2 (DESM - CTRL) - EN 1 (DESM - CTRL)

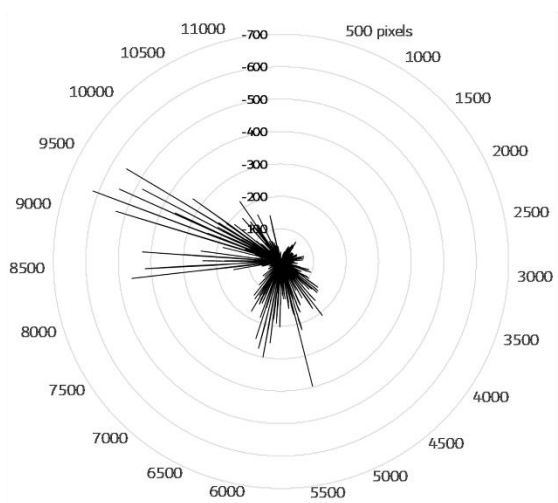
EN 2 (DESM - CTRL) - EN 3 (DESM - CTRL)



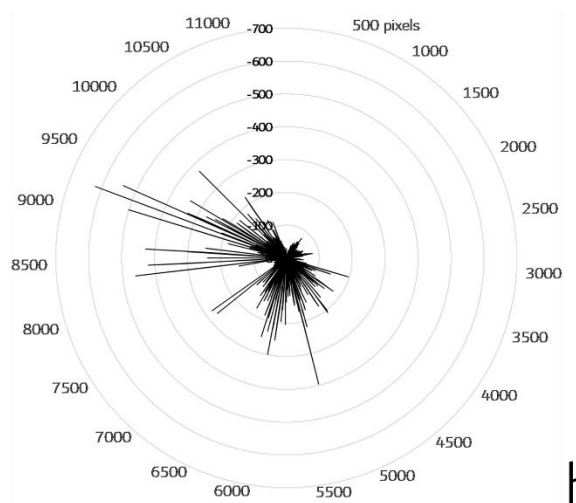
e



f



g



h

Figura 52. Diferença entre os impactos dos *El Niños* da fase positiva (1977-1996) e negativa da ODP (1970-1976;1997-2003) provocados na precipitação da América do Sul.

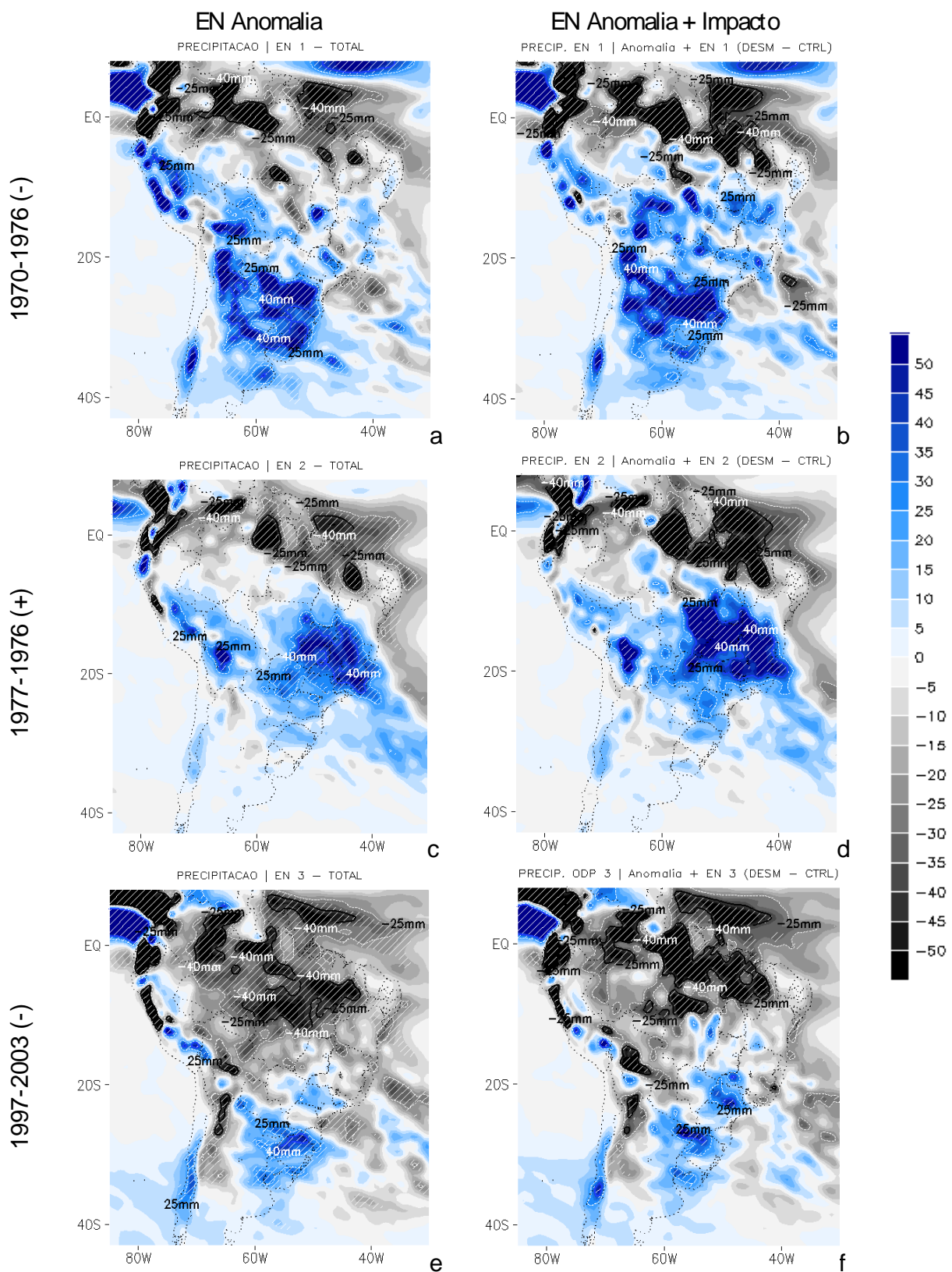
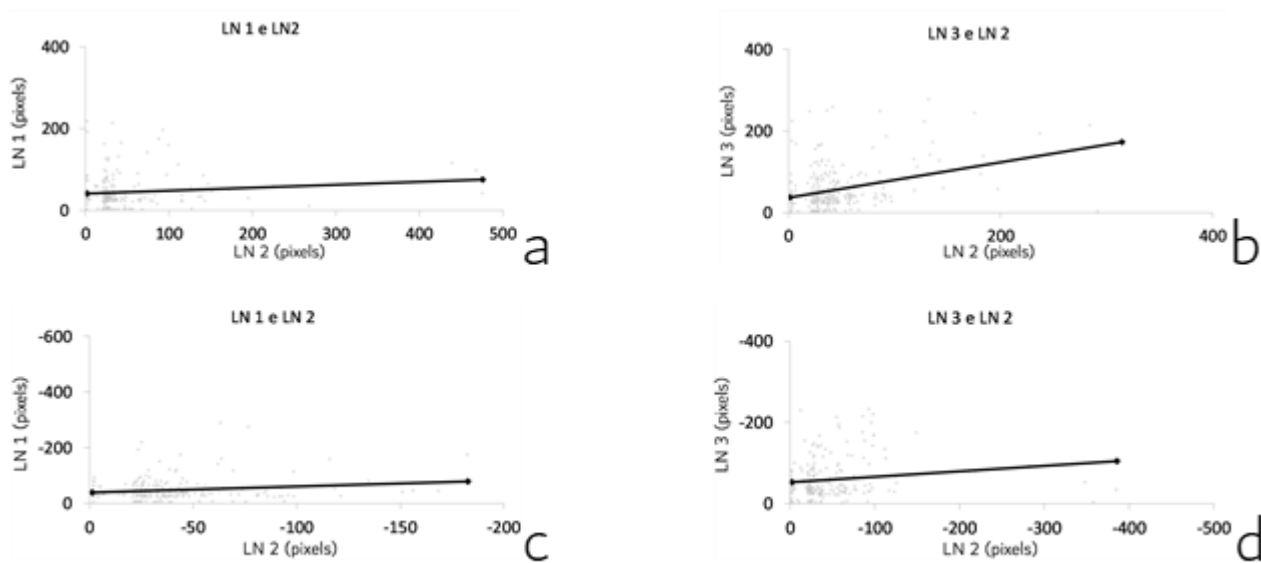


Figura 53. Anomalias de precipitação ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ ) nos meses El Niño, antes e após o impacto provocado pelo desmatamento.

Regressão Linear entre LN (ODP 2) e LN (ODP 1 e ODP 2)



Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre LN (ODP 2) e LN (ODP 1 e ODP 2)

LN 2 (DESM - CTRL) - LN 1 (DESM - CTRL)

LN 2 (DESM - CTRL) - LN 3 e (DESM - CTRL)

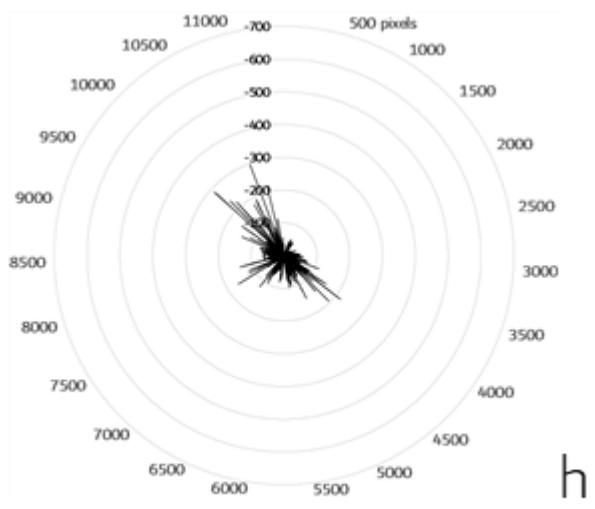
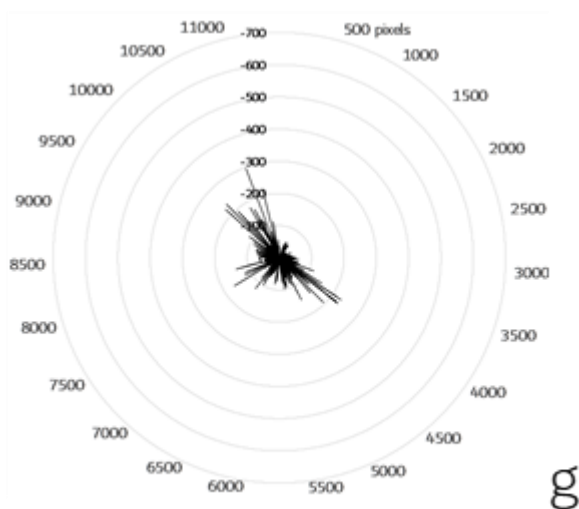
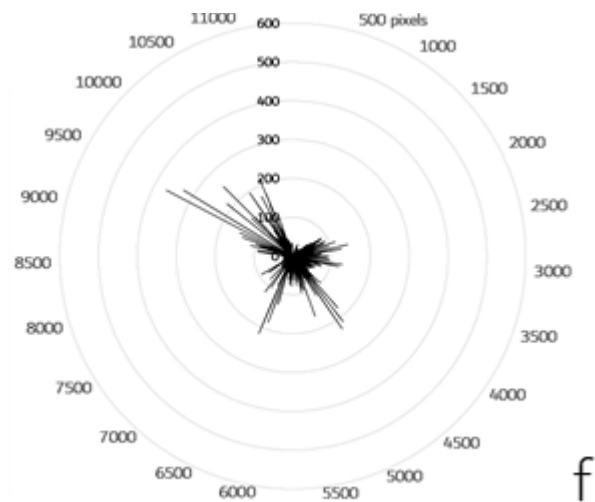
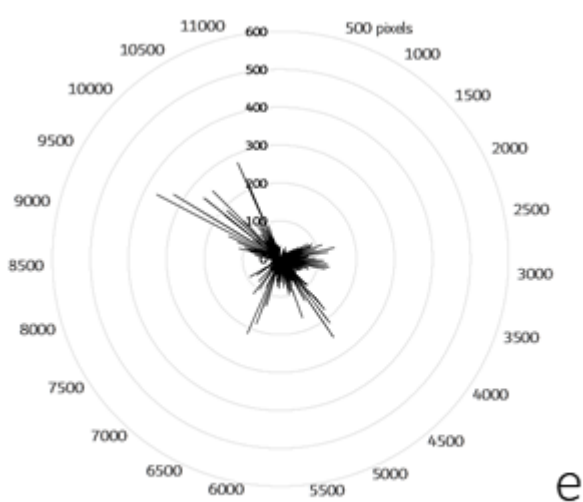


Figura 54. Idem à figura 52, porém para os meses de *La Niña*.

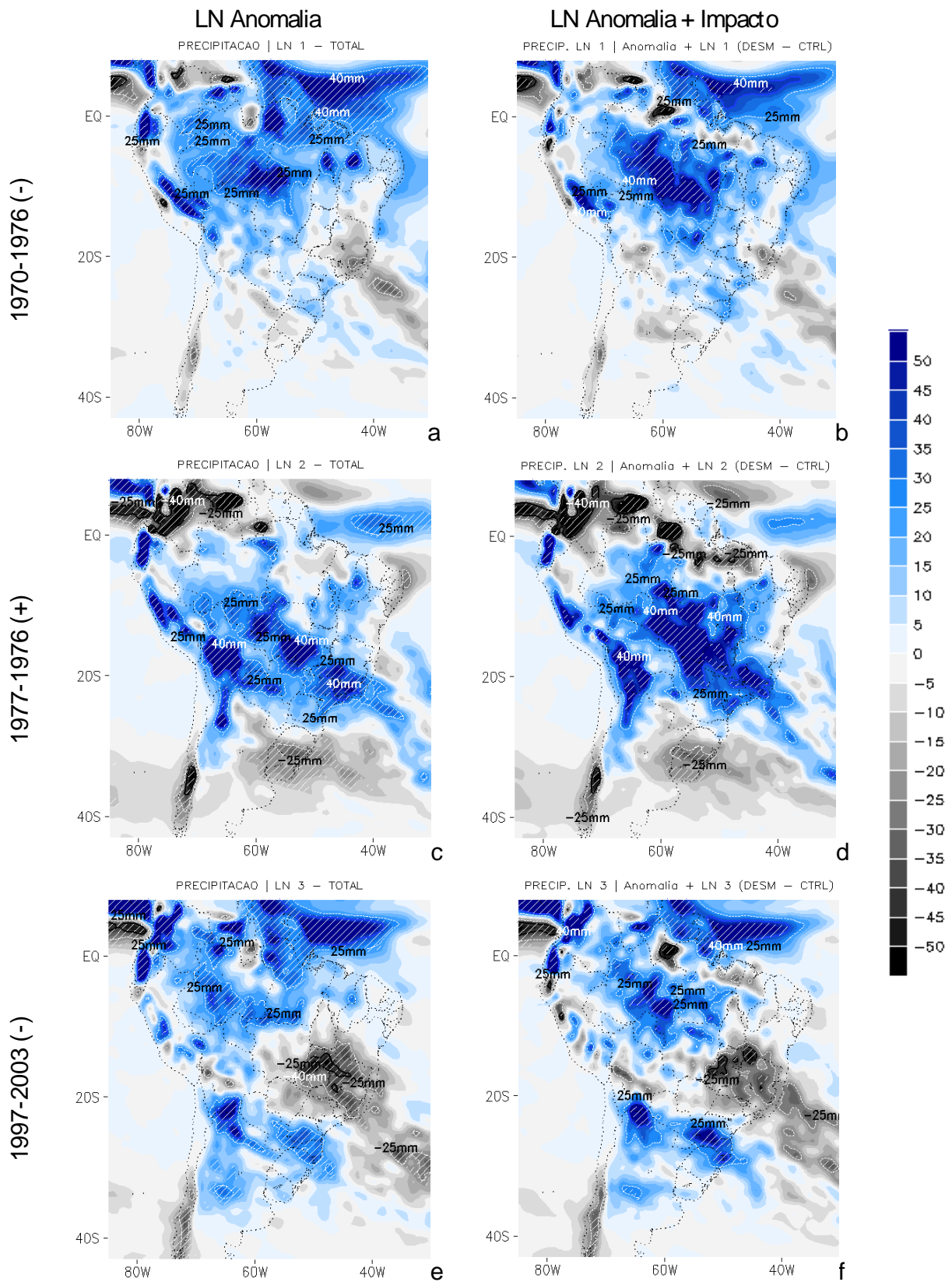
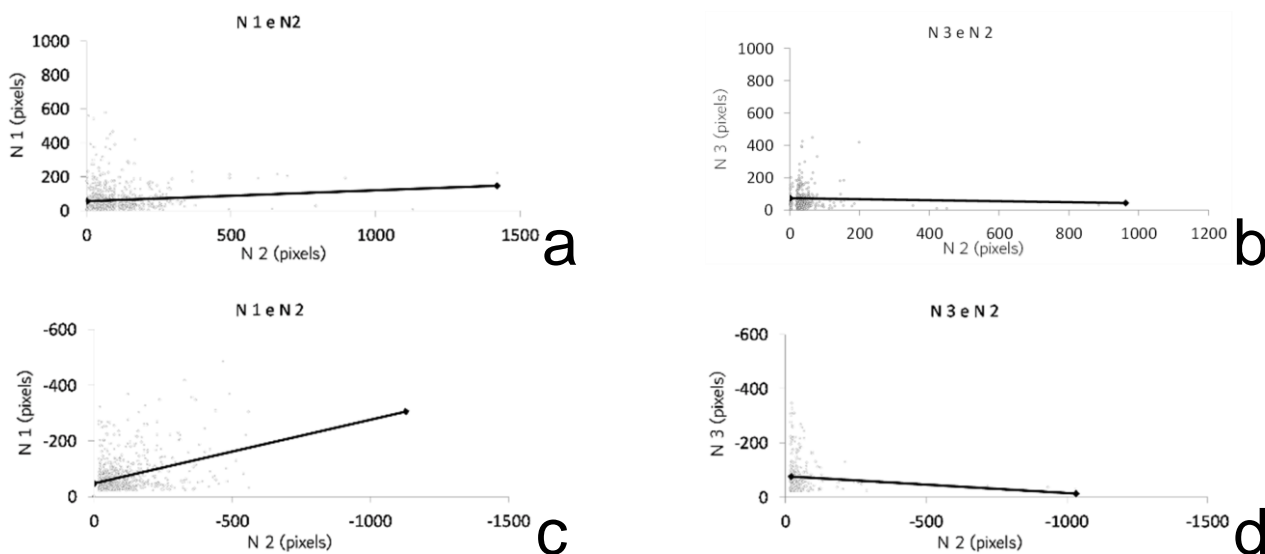


Figura 55. Idem a figura 43, porém para *La Niña*.

Regressão Linear entre N (ODP 2) e N (ODP 1 e ODP 2)



Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre LN (ODP 2) e LN (ODP 1 e ODP 2)

N 2 (DESM - CTRL) - N 1 (DESM - CTRL)

N 2 (DESM - CTRL) - N 3 e (DESM - CTRL)

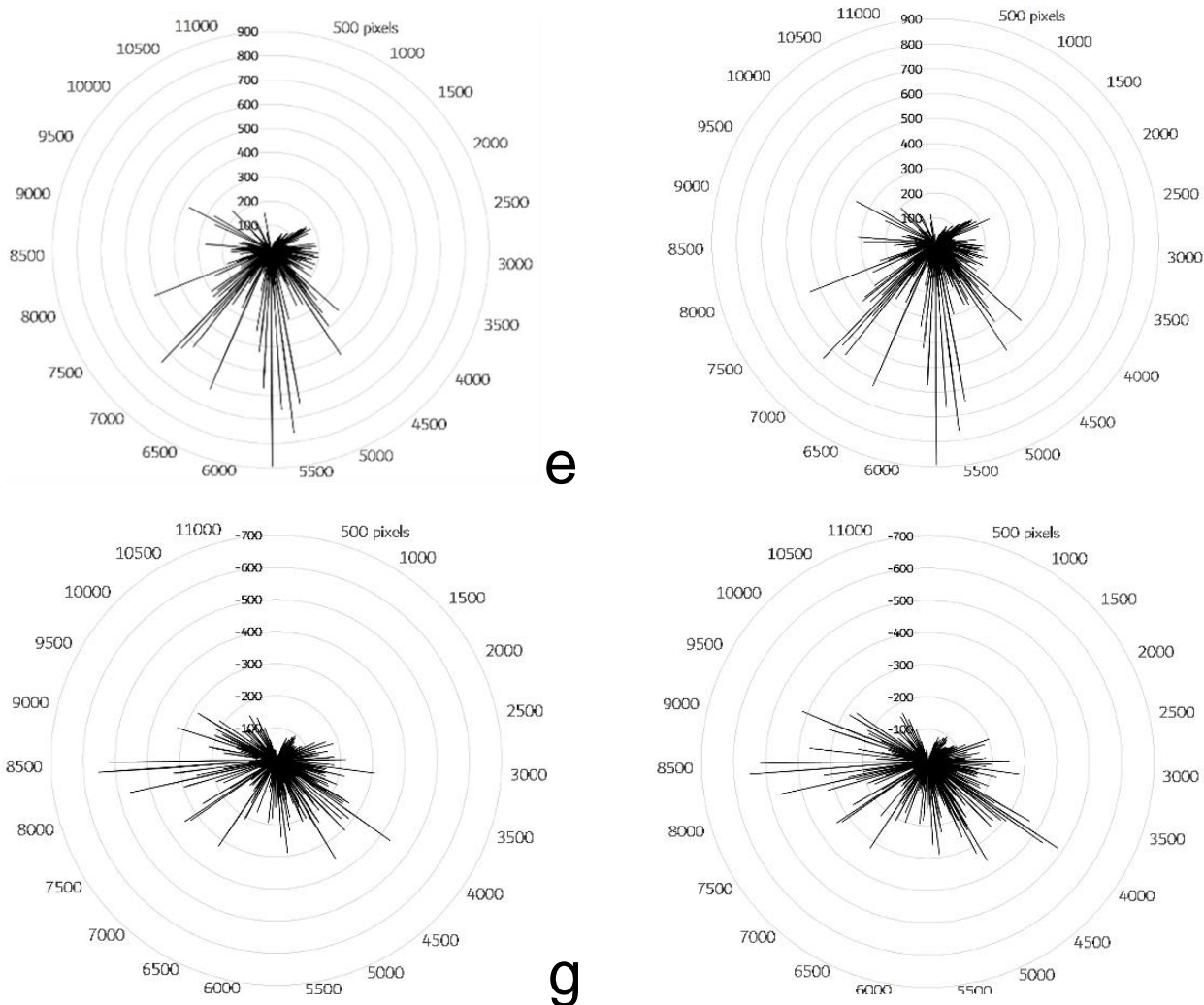


Figura 56. Idem à figura 52, porém para os meses Neutros

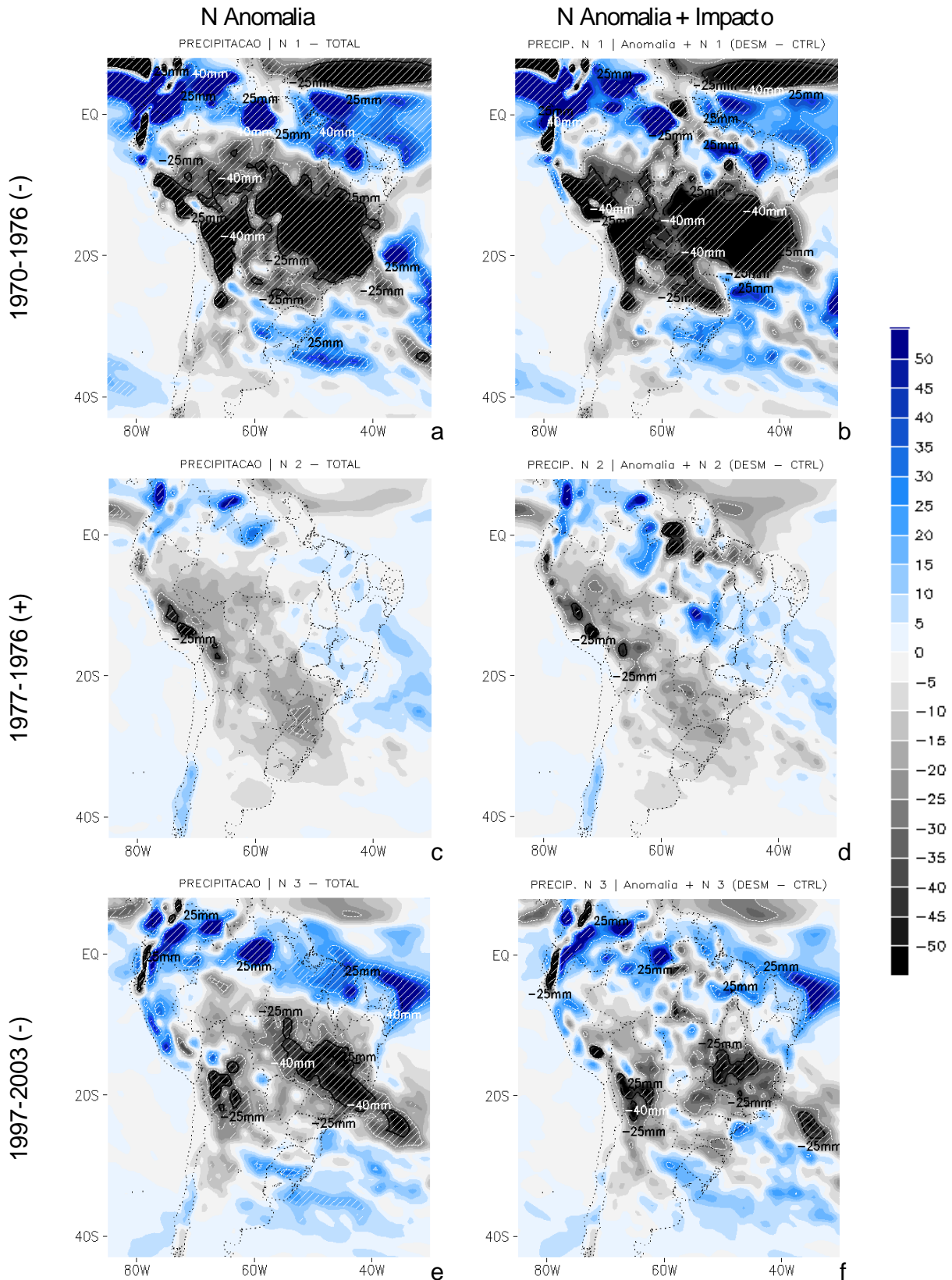


Figura 57. Idem a figura 43, porém para fase neutra.



Os impactos provocados pelo desmatamento na temperatura do ar a 2 m de altura em relação ao balanço entre os eventos ENOS que ocorreram nas fases negativas e a positiva da ODP são observados a partir da figura 58. Para este propósito de análise, os resultados demonstraram, assim como já havia sido observado para precipitação, que os meses ENOS do intervalo da fase positiva da ODP provocam impactos mais elevados que nas respectivas fases negativas (Figs. 59a-d, 61a-d, 63a-d).

A diferença entre os impactos dos meses ENOS da fase positiva da ODP em relação as fases negativas, na perspectiva dos radares (Figs. 59e-h, 61e-h, 63e-h) demonstram que os impactos mais elevados dos meses *El Niño* estão bem distribuídos em todo continente, porém quando positivos estão mais ao norte e negativos mais centralizadas. Nos mapas de anomalias dos meses *El Niño* (Fig. 59) os impactos são significativamente elevados entre as latitudes de 15°S e 0° (Fig. 59b,d,f).

Nos meses de *La Niña* os impactos mais elevados observados na fase positiva da ODP em relação as suas respectivas fases negativas ocorrem na metade norte do continente (Fig. 61e-h). Em relação as anomalias durante o mesmo período observado anteriormente, o desmatamento coincide com a alteração do sinal da anomalia, de negativo para positivo em toda área do continente a partir da região da bacia Amazônica brasileira.

Os impactos mais elevados nos meses neutros que ocorrem na fase positiva da ODP em relação as respectivas fases negativas são observadas nas regiões mais ao sul do continente (Fig. 63e-h), exceto a diferença entre N2 e N3 (Fig. 63f) que está localizada mais ao norte. As anomalias (Fig. 64) demonstram que os impactos positivos ocorre entre as latitudes de 15°S e 0° (Fig. 63b,d,f), porém não tão elevados quanto nos meses *El Niño*.

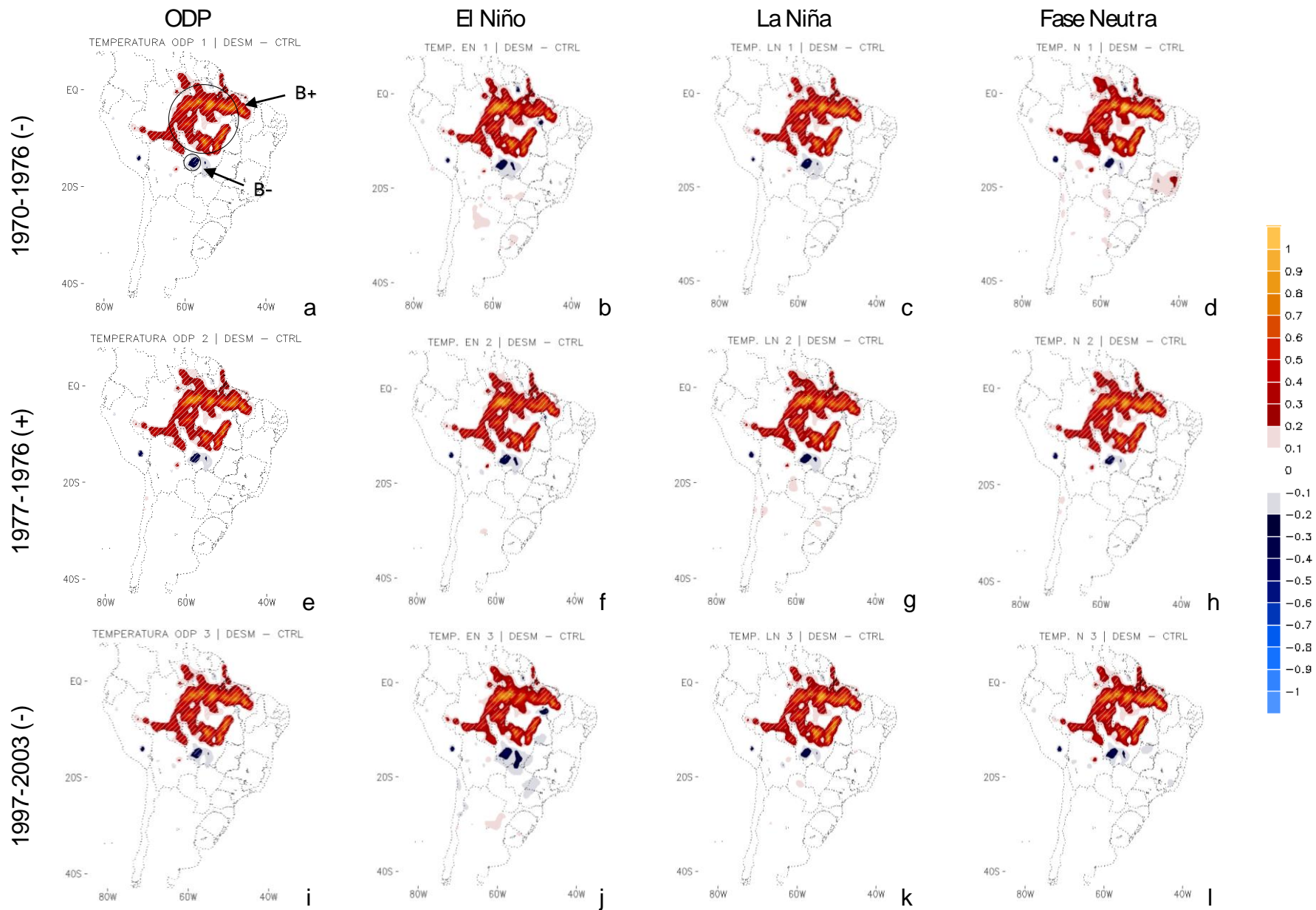
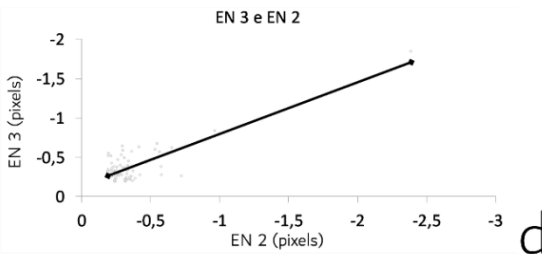
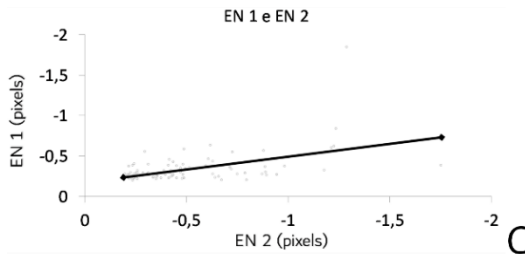
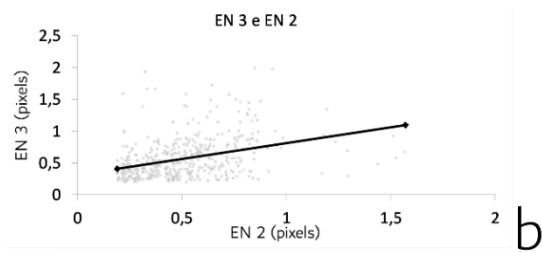
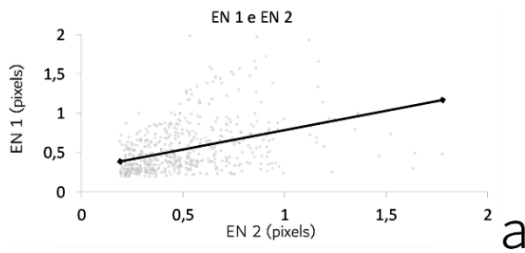


Figura 58. Impactos na temperatura do ar a 2 m de altura (°C mês<sup>-1</sup>) durante as fases ENOS para as três fases da ODP.

Regressão Linear entre EN (ODP 2) e EN (ODP 1 e ODP 2)



Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre EN (ODP 2) e EN (ODP 1 e ODP 2)

EN 2 (DESM - CTRL) - EN 1 (DESM - CTRL)

EN 2 (DESM - CTRL) - EN 3 e (DESM - CTRL)

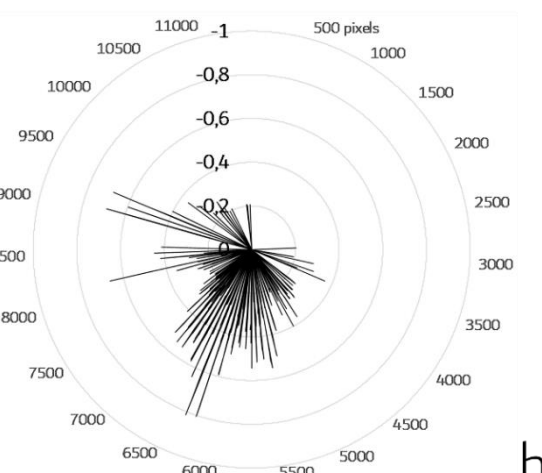
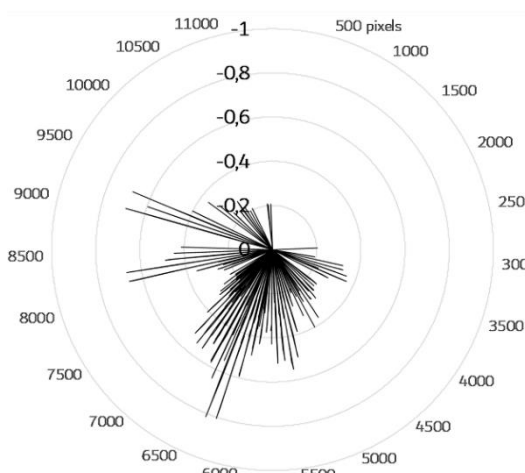
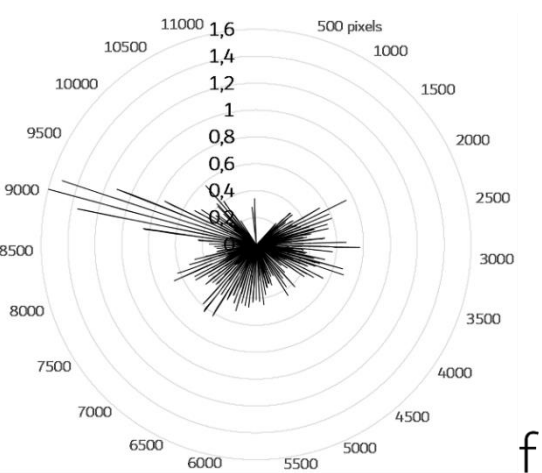
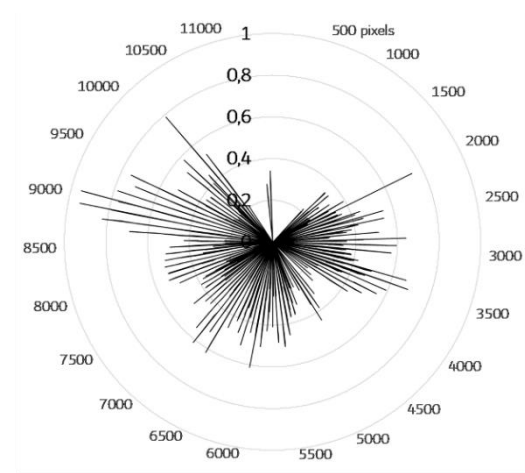
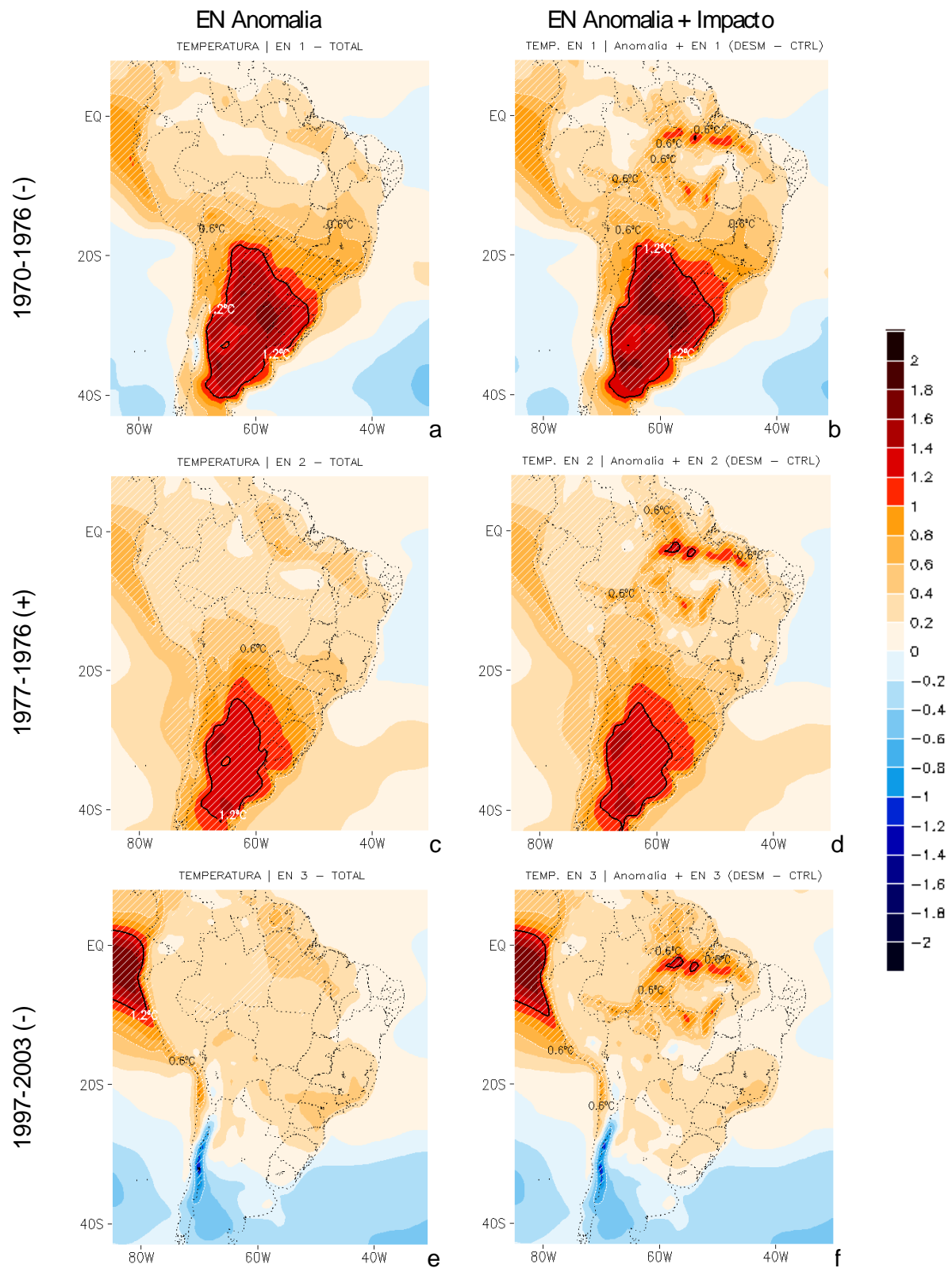
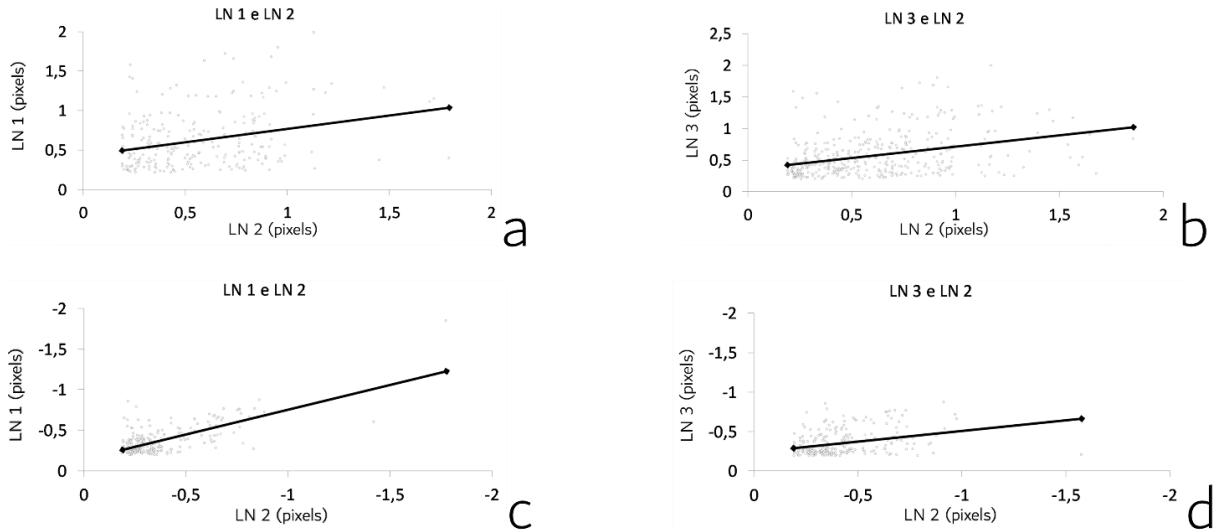


Figura 59. Diferença entre os impactos dos El Niños da fase positiva (1977-1996) e negativa da ODP (1970-1976;1997-2003) provocados na temperatura do ar a 2 m de altura.



**Figura 6o.** Anomalias de temperatura ( $^{\circ}\text{C m\acute{e}s}^{-1}$ ) nos meses *El Ni\~{n}o*, antes e ap\~{o}s o impacto provocado pelo desmatamento

Regressão Linear entre LN (ODP 2) e LN (ODP 1 e ODP 2)



Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre EN (ODP 2) e EN (ODP 1 e ODP 2)

LN 2 (DESM - CTRL) - LN 1 (DESM - CTRL)

LN 2 (DESM - CTRL) - LN 3 e (DESM - CTRL)

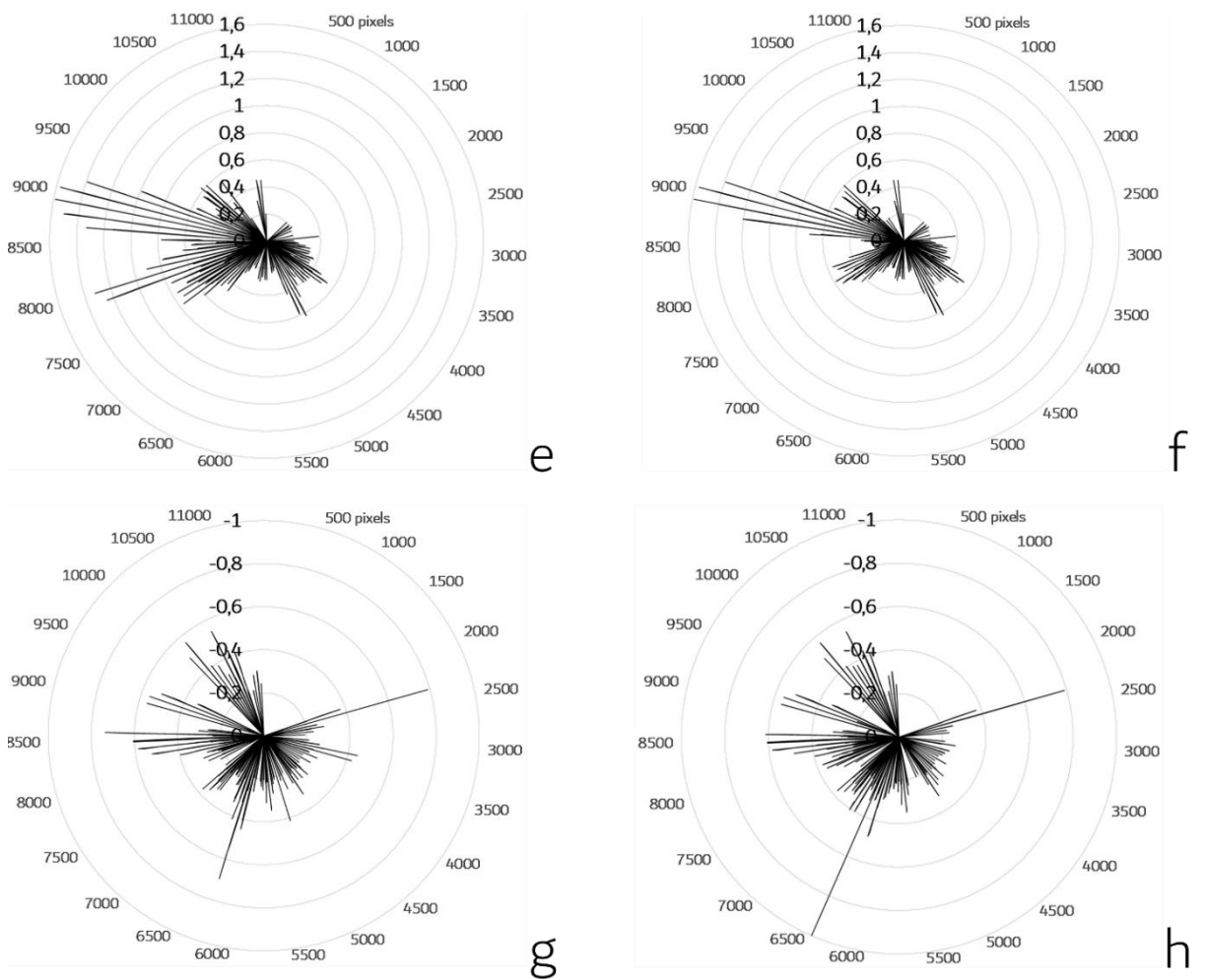


Figura 61. Idem à figura 59, porém para os meses de *La Niña*.

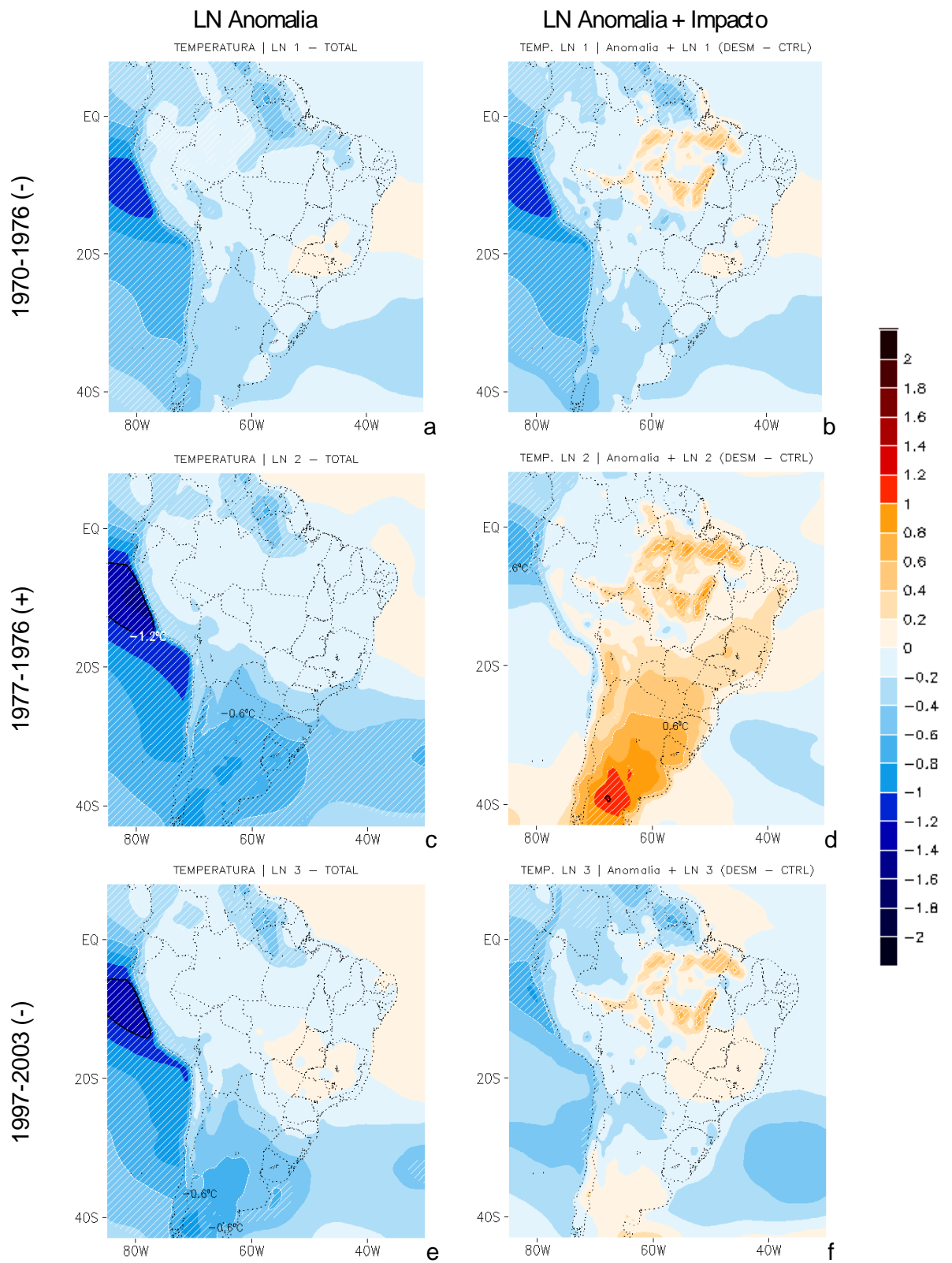
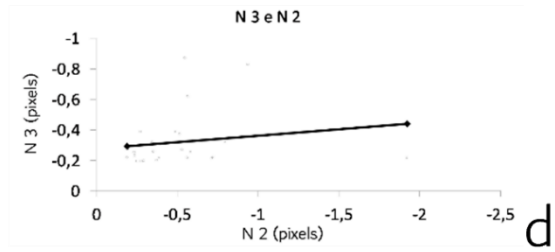
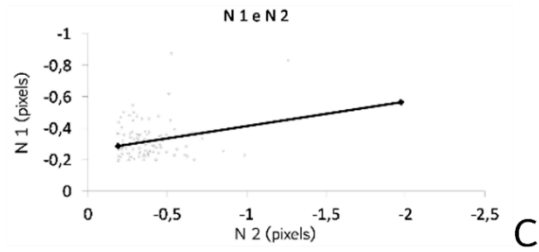
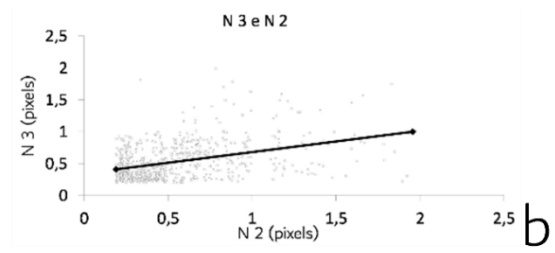
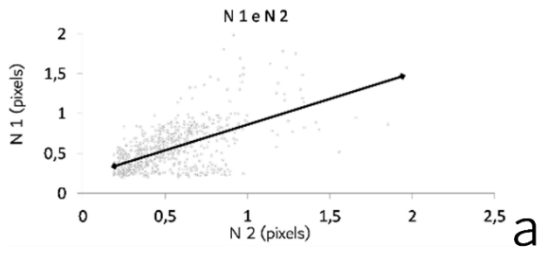


Figura 62. Idem a figura 60, porém para *La Niña*.

Regressão Linear entre N (ODP 2) e N (ODP 1 e ODP 2)



Distribuição da frequência da diferença entre os impactos entre N (ODP 2) e N (ODP 1 e ODP 2)

$N_2$  (DESM - CTRL) -  $N_1$  (DESM - CTRL)

$N_2$  (DESM - CTRL) -  $N_3$  e (DESM - CTRL)

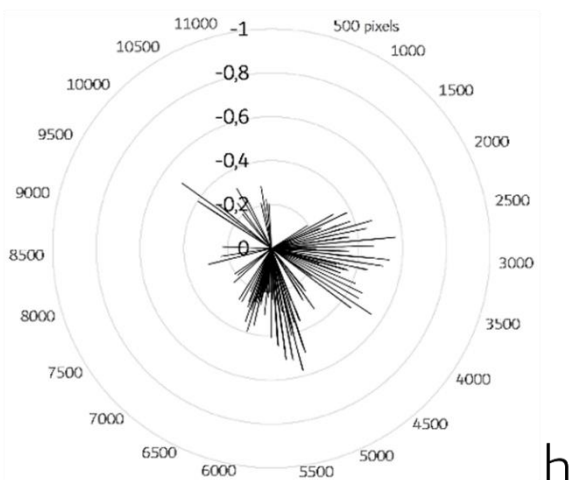
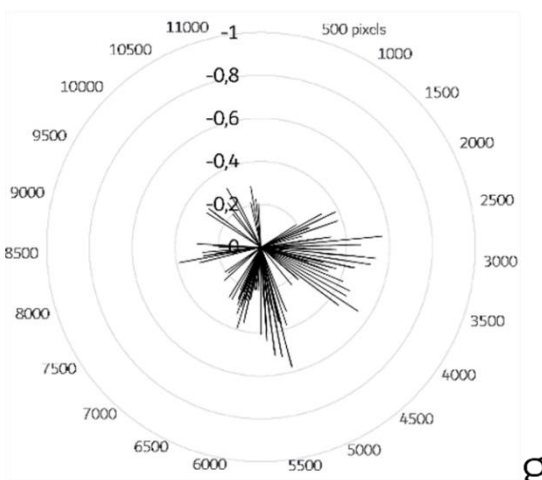
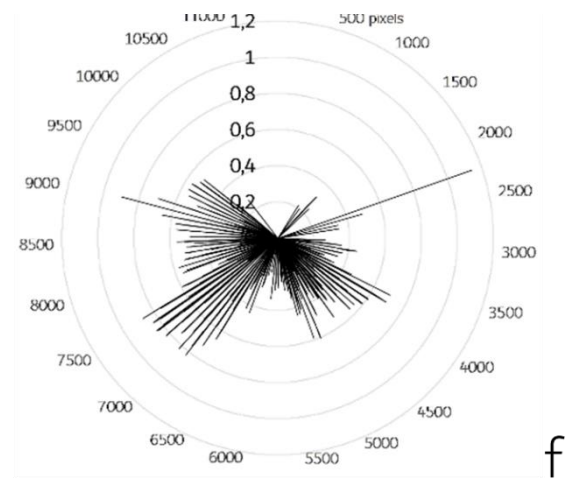
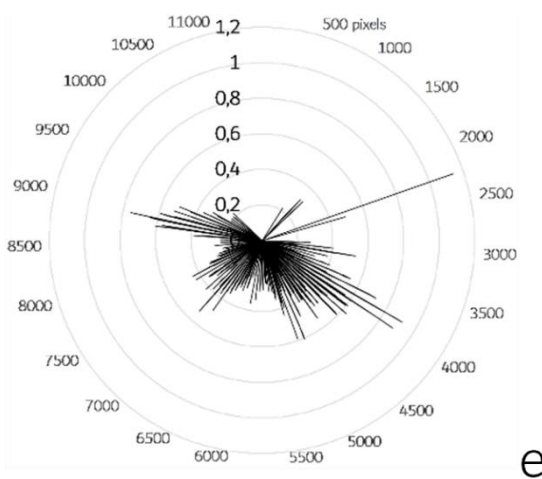


Figura 63. Idem à figura 59, porém para os meses Neutros.

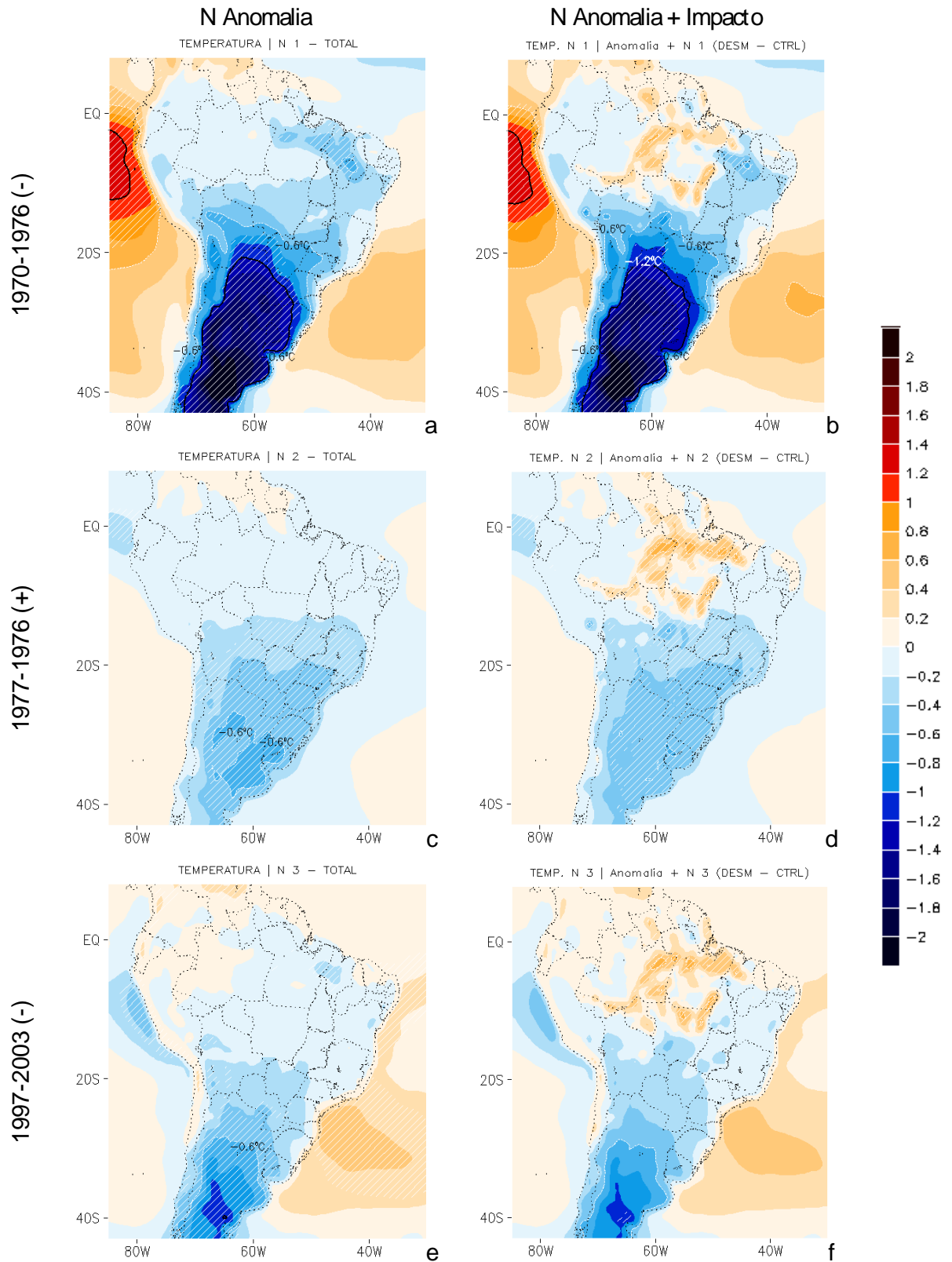


Figura 64. Idem a figura 60, porém para fase neutra.



## 7 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Neste estudo investigamos a influência do desmatamento da Amazônia no clima da América do Sul, em fases distintas da Oscilação Decadal do Pacífico, ODP. Dois experimentos numéricos foram realizados com o modelo climático regional RegCM4 para o período 1970-2003, que inclui três fases da ODP (1970-1976 e 1997-2003 fases negativas; 1977-1996 fase positiva). O cenário de desmatamento da região Amazônica extrapolado para o ano de 2050 por Soares-Filho et al. (2006) foi usado para representar a mudança de uso da terra, de forma que a floresta tropical úmida é substituída por gramínea. Com o uso do solo observado para o ano de 2018 conforme definido pelos produtos PRODES e MCD12Q1 (Friedl et al., 2010; INPE, 2020) para representar o uso do solo atual; e o DESMATAMENTO (DESM), com uso da terra prescrito pela extrapolação de Soares-Filho et al. (2006), assumindo o desmatamento sobre a região amazônica até o ano de 2050

A precipitação simulada no experimento CTRL representa bem os padrões anômalos relacionados à escala decadal. Para a fase positiva da ODP (1977-1996), é simulado um padrão de anomalias da precipitação com valores positivos sobre o centro-leste e negativos sobre o sudeste da América do Sul. Nas fases negativas da ODPs (1970-1976 e 1997-2003) o padrão espacial invertido é simulado. No restante da América do Sul, anomalias negativas e positivas de precipitação foram respectivamente simuladas nas fases positivas e negativas da ODP. Estes padrões espaciais específicos de anomalias da precipitação nas fases distintas da ODP foram também reproduzidos com os dados do GPCC e os dados da reanálise I do NCEP-NCAR. Os dados do JRA-55 também apresentam os padrões espaciais de anomalias de precipitação, tal como mostram Silva et al. (2020), sendo, contudo, anomalias mais brandas do que as obtidas com os dados da reanálise I do NCEP-NCAR. Considerando o desmatamento, as simulações indicam, em média, déficit mais intenso de precipitação sobre as áreas desmatadas no extremo norte da América do Sul, de até 40-50 mm mês<sup>-1</sup> (13-16%), com aumento da temperatura do ar de 1 a 2 °C nas áreas desmatadas. Nas áreas mais ao sul da bacia Amazônica ocorre o aumento de precipitação (20-40 mm mês<sup>-1</sup>; 7-14%), que coincidem com setores desmatados e não desmatados.

Durante o período chuvoso (outubro a março), as simulações indicam um corredor atmosférico mais seco seguindo as encostas orientais da Cordilheira dos Andes, de noroeste a sudeste da América do Sul, indicando que essas regiões devem sofrer déficit de precipitação em cenários de desmatamento. Pelo mapa topográfico da América do Sul, observamos que este

corredor de ar mais seco coincide com a região de altitudes menores entre os Andes e os planaltos Central e Meridional

O impacto climático devido ao desmatamento pode apresentar padrões espaciais distintos das condições médias apresentadas neste estudo, dependendo de condições climáticas específicas definidas, por exemplo, por anomalias da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico em períodos específicos. O fortalecimento da Alta da Bolívia e diminuição da advecção de umidade atmosférica oriunda do Atlântico Norte constituem situações adicionais a serem estudadas.

O impacto de precipitação simulado para as condições de desmatamento obtidas neste estudo apresenta algumas diferenças em relação ao obtido por Silva et al. (2015). Embora os últimos autores tenham também usado o RegCM com o mesmo esquema de superfície BATS, a versão do modelo usada foi a anterior RegCM3 e, a parametrização de convecção profunda, a de Grell (Grell, 1993). Além disso, o domínio espacial considerado no estudo de Silva et al. (2015) era menor, cobrindo principalmente o continente da América do Sul, enquanto que neste estudo grande parte do Oceano Pacífico foi incorporada ao domínio e, mais importante, eles fizeram cinco simulações curtas (com seis meses de duração cada) considerando apenas as estações de verão no período 2001-2006.

Nas simulações apresentadas neste estudo, o domínio inclui uma porção ampliada do Oceano Pacífico em execuções contínuas por um período de 33 anos (1970-2003), permitindo que o modelo desenvolvesse seu próprio ciclo hidrológico (Giorgi et al., 2009). Silva et al. (2015) obtiveram diminuição da precipitação em grande parte do norte da América do Sul, em áreas desmatadas, e aumento da precipitação sobre a parte leste do continente sulamericano. Esses resultados contrastam com os obtidos no presente estudo, que mostra uma porção continental menor com déficit de precipitação, próxima à costa norte da América do Sul, adjacente ao Oceano Atlântico Norte. O aumento da precipitação decorrente do desmatamento é simulado para áreas ao sul da região Amazônica e áreas do leste da América do Sul.

As simulações de Llopart et al. (2018), considerando o desmatamento total da Amazônia, mostram impactos climáticos semelhantes sobre o setor norte da América do Sul, com déficit de precipitação no extremo norte da América do Sul e um setor com aumento de precipitação em áreas mais ao sul da região Amazônica. Por outro lado, Llopart et al. (2018) consideraram simulações de 1980 a 2008, iniciando a integração numérica em uma fase positiva da ODP (1980) e terminando em uma fase negativa (2008), sem considerar um ciclo completo da ODP. Além disso, nas simulações de Llopart et al. (2018), os autores utilizaram um domínio espacial menor (domínio

CORDEX South America; Giorgi et al., 2009) e o esquema CLM. Em uma investigação anterior, Llopart et al. (2017) compararam os resultados de simulações obtidas com os esquemas BATS e CLM e sugeriram que o esquema BATS pode representar melhor a variabilidade de baixa frequência.

Seguindo os objetivos desta pesquisa, podemos concluir que o impacto do desmatamento da Amazônia na precipitação é dependente da fase da ODP. O desmatamento proporciona maior impacto na precipitação na fase positiva da ODP, mostrando um déficit mais intenso e mais abrangente sobre o norte da América do Sul em relação ao simulado nas fases negativas.

Os impactos do desmatamento da Amazônia sobre o leste e sudeste da América do Sul (SEBR-N, SEBR-S e SESA) indicam a intensificação das anomalias de ROL em função das fases da ODP. Durante a ODP+, as áreas SEBR-N e SESA apresentam um aumento negativo nas anomalias de ROL associadas a maior cobertura de nuvens e precipitação. Por outro lado, na região SEBR-S, predominam o aumento das anomalias positivas de ROL, indicando a diminuição da cobertura de nuvens e de precipitação. Nas fases ODP-, nestas regiões, os sinais de ROL e precipitação são invertidos.

As anomalias de temperatura do ar apresentam sinais diferentes de acordo com as fases do ODP. Na maioria das áreas, temperaturas do ar mais baixas e mais altas são simuladas sobre áreas onde a nebulosidade é intensificada e enfraquecida, respectivamente, sobre as regiões SEBR-N e SEBR-S.

A partir das experiências realizadas concluímos que há um padrão de anomalias de precipitação e temperatura do ar para cada fase da ODP na América do Sul, sendo que na terceira fase (1997-2003) ocorre um aumento na frequência de anomalias negativas na região centro-oeste e uma diminuição na frequência de anomalias positivas ao norte do continente em relação a primeira fase negativa da ODP (1970-1976). Para esta observação sugerimos estudos mais específicos levando em consideração a hipótese de avanço da região do arco do desmatamento já estar provocando alterações no fluxo de umidade no corredor que conecta as planícies, além do aumento na temperatura do ar. Se este processo já estiver ocorrendo afetará diretamente a umidade do bioma do Pantanal e, conseqüentemente, havendo uma perda de umidade e ganho de temperatura no clima da região.

A segunda conclusão foi evidenciar a diferença que há entre o gradiente de precipitação e temperatura do ar entre as anomalias das fases negativas. Os resultados indicam que há uma

significativa perda de umidade (entre 10 a 20 mm mês<sup>-1</sup>) nas anomalias positivas localizadas ao norte do continente e uma elevação do nível das anomalias negativas na região centro-leste entre 10 e 20 mm mês<sup>-1</sup>. Na região sul, as anomalias positivas apresentam um ganho de umidade entre 10 e 20 mm mês<sup>-1</sup>. Em relação a temperatura do ar observamos um aumento de temperatura em todo o continente, indicando aquecimento entre 0,2 a 1°C mês<sup>-1</sup> nas anomalias negativas da região norte, positivas da região centro-leste e negativas da região sul.

A terceira conclusão foi em relação aos impactos. A diferença entre a média mensal dos dados de precipitação e temperatura do ar quando calculados a partir do bias entre DESM e CTRL indicaram padrões muito bem definidos. Para precipitação, na região diretamente afetada pela ZCIT – entre o noroeste do Estado do Amazonas até o norte do Estado do Maranhão – o desmatamento provoca uma perda de 20 a 100 mm mês<sup>-1</sup> e na região da formação das ZCAS – entre o sudeste do Estado do Amazonas até o nordeste do Estado do Mato Grosso – um ganho de umidade entre 20 a 70 mm mês<sup>-1</sup>. Em relação a temperatura do ar a 2 metros de altura, o impacto é generalizado na Bacia Amazônica considerando a metade oriental no território brasileiro que podem ser individualizados entre aqueles que foram iguais e superiores a 1°C, localizados ao norte, no centro e a sudeste da bacia.

A primeira observação foi em relação ao comportamento das anomalias. Nos resultados observamos que as anomalias de precipitação nos meses de LNs são precisamente iguais ao padrão de anomalias das fases negativas da ODP identificadas na América do Sul. Em relação a exatidão, observamos que os sinais das anomalias são mais intensos nos meses de LN, isto é, as regiões que apresentam anomalias úmidas são mais úmidas e a região com anomalia seca é mais seca. Em relação aos meses ENs observamos coincidências semelhantes, pois há um pequeno desvio em relação à precisão em função da observação da expansão das anomalias positivas da região centro-leste do continente. A elevação do nível das anomalias nos meses ENs em relação a fase positiva da ODP são superiores a elevação no nível de anomalias nos meses LNs em relação as fases negativas da ODP. Em relação a temperatura do ar observamos mesmo padrão identificado em relação à precipitação. Nos meses de LNs as anomalias negativas são elevadas em relação à ODP- nas regiões norte e sul do continente, enquanto na região centro-leste ocorre à diminuição do nível da anomalia negativa. Resumindo, as regiões frias são mais frias e a região quente perde temperatura. As anomalias nos meses ENs, quando comparado ao período da ODP+ demonstra um aquecimento generalizado do continente. As anomalias negativas observadas na região centro-leste que está entre as positivas na ODP+ não

são observadas nos ENs durante o mesmo período. Analisando a região norte e sul é possível notar ganho de temperatura, principalmente, na região sul nos meses ENs que apresenta uma diferença de  $1^{\circ}\text{C m\text{-}1}$  em relação a ODP+.

A segunda e a última observação foram a diferença entre os impactos provocados pelo desmatamento entre as fases negativas e positivas da ODP em relação aos gradientes de precipitação e temperatura do ar nos respectivos meses ENOS. Em todas as avaliações entre os meses ENs, LNs e Ns de cada fase positiva e negativa da ODP notamos que para todos os casos os impactos observados no período positivo da ODP são mais elevados em relação aos impactos das suas respectivas fases negativas.

Além das muitas sugestões para novos estudos mencionados anteriormente no texto, para avançar no entendimento do impacto climático em cenários de desmatamento da Amazônia aliados à variabilidade de baixa frequência consideramos que um estudo futuro precisa usar resolução espacial mais fina e o uso do Community Land Model (CLM) com as mesmas condições aqui adotadas (maior prazo, grande domínio e cenário realista de desmatamento).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI T, REBOITA MS, DA ROCHA RP, LLOPART M. **The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America**. Ann N Y Acad Sci. 2019 Jan;1436(1):98-120. doi: 10.1111/nyas.13932. Epub 2018 Jul 31. PMID: 30062785.

AB'SABER, A. N. **Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira**. Estudos Avançados, 16(45), 7-30. 2002. Disponível em:

<https://doi.org/10.1590/S0103-40142002000200002>. Acesso em 05 fev. 2021.

AGUIAR, A. P. D.; VIEIRA, I. C. G.; ASSIS, T. O.; DALLA-NORA, E. L.; de TOLEDO, P. M., de OLIVEIRA SANTOS-JUNIOR, R. A.; ... [et al.]. **Land Use Change Emission Scenarios: Anticipating a Forest Transition Process in the Brazilian Amazon?** Global Change Biology, 22. 2015. 1821-1840.

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A; FU, R; BOMBARDI, R. J. **Sensitivity of Amazon Regional Climate to Deforestation**. American Journal of Climate Change, Vol.6 No.1, March 2017, 75-98.

Disponível em: <https://doi.org/10.4236/ajcc.2017.61005>. Acesso em: 04 jun. 2021.

ANTHES, R. A.; HSIE, E. -Y.; KUO, Y. -H. **Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4)** (No. NCAR/TN-282+STR). 1987. Disponível em:

<https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:390> . Acesso em: 03 abr. 2020.

BECKER, B. **Geopolítica da Amazônia**. In: Dossiê Amazônia Brasileira I. Estud. av. 19 (53) 1982.

Abr 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0103-40142005000100005> . Acesso em: 20 ago. 2021.

BENNETT, C. O; MYERS, J. E. **Fenômenos de transporte - Quantidade de Movimento, Calor e Massa**, McGraw-Hill. São Paulo, 1978.

BUTLER, R. A. **Calculating Deforestation Figures for the Amazon**. April 24, 2018 [Last update: Mar 11, 2022]. Sourced from INPE and FAO figures. Disponível em:

<https://rainforests.mongabay.com/amazon/deforestation-rate.html>. Acesso em: 20 mar. 2022.

CAI, W.; MCPHADEN, M.; GRIMM, A.; RODRIGUES, R.; TASCETTO, A.; GARREAUD, R.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.; SANTOSO, A.; NG, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; GENG, T.; JO, H.; MARENGO, J.; ALVES, L.; OSMAN, M.; LI, S.; VERA, C. **Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America**. *Nature Reviews Earth & Environment*. 1. 2020. 215–231.

Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s43017-020-0040-3>. Acesso em: 22 out. 2021

CAZES-BOEZIO, G.; ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. **Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay**. *J. Climate*, 16, 2003, 1159–1176. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2). Acesso em: 05 abr. 2021.

CHARNEY, J. G.: **Dynamics of deserts and droughts in Sahel**. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101, 1975, 193–202. Disponível em:

<https://doi.org/10.1002/qj.49710142802>. Acesso em: 30 jan. 2021.

COE, M.; MACEDO, M.; BRANDO, P.; LEFEBVRE, P.; PANDAY, P.; SILVÉRIO, D. **The Hydrology and Energy Balance of the Amazon Basin**. In: *Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin*. 2016. Disponível em: [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-662-49902-3\\_3](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-662-49902-3_3). Acesso em: 20 jan. 2021.

da ROCHA, R. P.; CUADRA, S. V.; REBOITA, M. S.; KRUGER, L. F.; AMBRIZZI, T.; KRUSCHE, N. **Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America**. *Climate Research*, v. 52, 2012. p. 253–265. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/70467/1/0000000390-Effects-of-RegCM3-parameterizations-on-simulated-rainy-season-over-South-America.pdf>. Acesso em: 08 abr. 2022.

DAVIDI, A.; KOREN, I.; REMER, L. **Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile**. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 9. 2009. 12007–12025. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/acp-9-8211-2009>. Acesso em 18 set. 2021.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A. **Modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations**. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 1988, 439–462. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/QJ.49711448009>. Acesso em: 25 set. 2020.

DICKINSON, R. E.; KENNEDY, P. J. **Impacts on regional climate of Amazon deforestation.** Geophysical Research Letters, 19, 1992, 1947-1950. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/QJ.49711448009>. Acesso em: 15 dez. 2020.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR community climate model.** NCAR Tech. Note, NCAR/TN387. National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1993. Disponível em: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:154>. Acesso em 28 jul. 2020.

ELGUINDI N.; BI, X.; GIORGI, F.; NAGARAJAN, B.; PAL, J.; SOLMON, F.; GIULIANI, G. **Regional climatic model RegCM usermanual version 4.1.** ICTP, Trieste. 2011. Disponível em: <https://manualzz.com/doc/4192939/regional-climatic-model-regcm-user-manual---gforge>. Acesso em: 19 nov. 2021.

EMANUEL, KA; ZIVKOVIC-ROTHMAN, M. **Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models.** J Atmos Sci 56, 1999: 1766–1782. Disponível em: [https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/56/11/15200469\\_1999\\_056\\_1766\\_daeoac\\_2.o.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/56/11/15200469_1999_056_1766_daeoac_2.o.co_2.xml). Acesso em: 26 mai. 2020.

EMBRAPA. **Visão 2030: o futuro da agricultura brasileira.** – Brasília, DF : Embrapa, 2018. 212. Disponível em: <https://www.embrapa.br/visao/o-futuro-da-agricultura-brasileira>. Acesso em: 25 jan. 2022.

EXBRAYAT, J.; LIU, Y.; WILLIAMS, M. **Impact of deforestation and climate on the Amazon Basin's above-ground biomass during 1993–2012.** Scientific Reports. 7. 2017. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s41598-017-15788-6>. Acesso em: 19 dez. 2020.

MAGDALENA, F.; Andrea, C.; MENÉNDEZ, C.; ZANINELLI, P.; LAURENT, L. **Assessment of CORDEX simulations over South America: added value on seasonal climatology and resolution considerations.** In: Climate Dynamics, Springer Verlag, 52 (7-8). 2019. 4771-4786. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-018-4412-z>. Acesso em: 23 mai. 2021.

FARBER, B; LARSON, R. **Estatística Aplicada.** Pearson. São Paulo. 4ª edição. 2009.



FEARNSIDE, P. M. **Desmatamento na Amazônia: dinâmica, impactos e controle.** Acta Amazonica, 36(3). 2006. 395-400. Disponível em:

<https://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672006000300018>. Acesso em: 18 jul. 2020.

FEARNSIDE, P. M. **Deforestation in Brazilian Amazonia.** In: E. Wohl (ed.) Oxford Bibliographies in Environmental Science. Oxford University Press, New York, USA. 2017. Disponível em:

<https://doi.org/10.1093/obo/9780199363445-0064>. Acesso em: 26 jul. 2020.

FILHO, B.; NEPSTAD, D.; CURRAN, L.; CERQUEIRA, G.; GARCIA, R.; RAMOS, C.; VOLL, E.; PITTMAN, A.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P. **Modelling Conservation in the Amazon Basin.** Nature. 440. 520-3. 10.1038/nature04389. 2006. Disponível em:

<https://www.nature.com/articles/nature04389>. Acesso em: 15 dez. 2020.

FILHO, B.; NEPSTAD, D.; CURRAN, L.; CERQUEIRA, G.; GARCIA, R.; RAMOS, C.; VOLL, E.; PITTMAN, A.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P. S.; ...[et al.]. 2006 **Nature Supplementary online materials Amazon conservation scenarios.** 2013. Disponível em:

[https://www.researchgate.net/publication/235678121\\_Soares-Filho\\_et\\_al\\_2006\\_Nature\\_Supplementary\\_online\\_materials\\_Amazon\\_conservation\\_scenarios](https://www.researchgate.net/publication/235678121_Soares-Filho_et_al_2006_Nature_Supplementary_online_materials_Amazon_conservation_scenarios).

Acesso em: 13 jan. 2021.

GAT, J. R.; MATSUI, E.; SALATI, E. **The effect of deforestation on the water cycle in the amazon basin: an attempt reformulate the problem.** Acta Amazonica, 15(3-4), 1985. 307-310. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/1809-43921985153310>: Acesso em: 25 out. 2021.

GAT, J. R.; MATSUI, E. **Atmospheric water balance in the Amazon basin: An isotopic evapotranspiration model.** Res., 96 (D7), 1991, 13179- 13188, Disponível em: <https://doi.org/10.1029/91JD00054>. Acesso em: 10 mai. 2021.

GIORGI, F. **Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model.** J Clim 3: 941-963. 1990. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2). Acesso em: 18 ago. 2021.

GEORGIEV, G. Z.; **Critical Value Calculator.** Disponível em:

<https://www.gigacalculator.com/calculators/critical-value-calculator.php>. Acesso em: 08 abr. 2021.

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L.; SYLLA, M.; BI, X.; ELGUINDI, N.; DIRO, G.; NAIR, V. S.; GIULIANI, G.; TURUNCOGLU, U.; COZZINI, S.; GÜTTLER, I.; O'BRIEN, T.; TAWFIK, A.; SHALABY, A.; ZAKAY, S.; STEINER, A.; STORDAL, F.; BRANKOVIĆ, Č. **RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains**. In Climate research. 936. 577X. 2011. Disponível em: <https://www.int-res.com/abstracts/cr/v52/p7-29/>. Acesso em: 19 jan. 2021.

GRELL, G. A. **Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations**. Monthly Weather Review, v. 121, 1993, p. 764-787. Disponível em: [https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/121/3/1520-0493\\_1993\\_121\\_0764\\_peoaub\\_2\\_0\\_co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/121/3/1520-0493_1993_121_0764_peoaub_2_0_co_2.xml). Acesso em: 30 jan 2020.

GRIMM, A. M.; NATORI, A. A. **Climate change and interannual variability of precipitation in South America**, Geophys. Res. Lett., 33, L19706, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006GL026821>. Acesso em: 16 fev. 2020.

HACK J. J.; BOVILLE, B. A; BRIEGLEB, B. P.; KIEHL, J. T.; RASCH, P. J.; WILLIAMSON D. L. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2)**. 1993. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5065/D6QZ27XV>. Acesso em: 11 nov. 2021.

HENNEMUTH, B.; BENDER, S.; BÜLOW, K.; DREIER, N.; KEUP-THIEL, E.; KRÜGER, O.; MUDERSBACH, C.; RADERMACHER, C.; SCHOETTER, R. **Statistical methods for the analysis of simulated and observed climate data, applied in projects and institutions dealing with climate change impact and adaptation**. CSC Report 13, Climate Service Center, Germany. 2013. Disponível em: [https://www.researchgate.net/publication/272087970\\_Statistical\\_methods\\_for\\_the\\_analysis\\_of\\_simulated\\_and\\_observed\\_climate\\_data\\_applied\\_in\\_projects\\_and\\_institutions\\_dealing\\_with\\_climate\\_change\\_impact\\_and\\_adaptation\\_135\\_S](https://www.researchgate.net/publication/272087970_Statistical_methods_for_the_analysis_of_simulated_and_observed_climate_data_applied_in_projects_and_institutions_dealing_with_climate_change_impact_and_adaptation_135_S). Acesso em: 02 nov. 2021.

HURTT, G. C.; FROLKING, S.; FEARON, M. G.; MOORE, B.; SHEVLIAKOVA, E.; MALYSHEV, S.; PACALA, S. W.; HOUGHTON, R. A. **The underpinnings of land-use history: three centuries of**

- global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands.** *Global Change Biol.* 12 (7), 1208–1229, 2006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01150.x>. Acesso em: 18 mai. 2021.
- HUANG, B.; PETER, W.; THORNE, et. al. **Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons.** *J. Climate.* 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>. Acesso em: 05 jul. 2020.
- MARENGO JR, J. A.; SOUZA, C.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R. **Changes in climate and Land use Over the Amazon region: current and future variability and trends.** *Front. Earth Sci.*, 6, 2018. 228. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2018.00228/full>. Acesso em: 01 ago. 2021.
- KALNAY; ... [et al.]. **The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project,** *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1996, 437-470. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2). Acesso em: 17 jan. 2021.
- KAYANO, M.; ANDREOLI, R. **Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation.** *International Journal of Climatology.* 27. 10.1002/joc.1417. 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.1417>. Acesso em: 01 jun. 2020.
- KAYANO, M. T.; de OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. **Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976.** *Int. J. Climatol.*, 29: 1439-1448. doi:10.1002/joc.1824. 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.1824>. Acesso em: 30 mai. 2021.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. **El Niño–Southern Oscillation related teleconnections over South America under distinct Atlantic Multidecadal Oscillation and Pacific Interdecadal Oscillation backgrounds: La Niña.** *Int J Climatol.* 2019;39. 2018. 1359–1372. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.5886>. Acesso em: 27 jul. 2021.

KOUSKY E.V. **Diurnal rainfall variation in northeast Brazil**. In: Monthly Weather Review, 108. 1980. 488-498. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2). Acesso em: 01 ago. 2021.

LEVINE, N.; ZHANG, K.; LONGO, M.; BACCINI, A.; PHILLIPS, O.; LEWIS, S.; ALVAREZ, D. E.; ANDRADE, A.; BRIENEN, R.; ERWIN, T.; FELDPAUSCH, T.; MENDOZA, A.; VARGAS, P.; PRIETO, A.; SILVA E. J.; MALHI, Y.; MOORCROFT, P. **Ecosystem Heterogeneity Determines the Ecological Resilience of the Amazon to Climate Change**. In: Proceedings of the National Academy of Sciences. 113. 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1073/pnas.1511344112>. Acesso em: 17 dez. 2020.

LIN, J., QIAN, T. **A New Picture of the Global Impacts of El Nino-Southern Oscillation**. Sci Rep 9, 17543. 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54090-5>. Acesso em: 18 mar. 2020.

LLOPART, M. P. **Impacto Da Representação Solo-Planta-Atmosfera Em Simulações Climáticas Regionais para a América Do Sul**. 2014. 140 páginas. Tese de doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LLOPART, M.; ROCHA, R.; REBOITA, M.; CUADRA, S. **Sensitivity of simulated South America climate to the land surface schemes in RegCM4**. Climate Dynamics. 2017. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-017-3557-5>. Acesso em: 18 nov. 2020.

LLOPART, M.; REBOITA, M.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; ROCHA, R.; SOUZA, D. **Land Use Change over the Amazon Forest and Its Impact on the Local Climate**. Water. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2073-4441/10/2/149>. Acesso em: 10 dez. 2020.

MAGRIN, G. O.; MARENGO J. A.; BOULANGER J. -P.; BUCKERIDGE, M. S.; CASTELLANOS, E.; POVEDA, G.; SCARANO, F. R.; VICUÑA, S. **Central and South America**. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [BARROS, V.R.; FIELD, C.B., DOKKEN D.J.; MASTRANDREA, M. D.; MACH, K.J.; BILIR, T. E.; CHATTERJEE, M.; EBI, K. L.; ESTRADA, Y. O.; GENOVA, R. C.; GIRMA, B.; KISSEL, E. S.; LEVY, A. N.; MACCRACKEN,

S.; MASTRANDREA, P. R.; WHITE, L. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1499-1566.

MALHI, Y.; WOOD, D.; BAKER, T. R.; WRIGHT, J.; PHILLIPS, O. L.; COCHRANE, T.; MEIR, P.; CHAVE, J.; ALMEIDA, S.; ARROYO, L.; HIGUCHI, N.; KILLEEN, T. J.; LAURANCE, S. G.; LAURANCE, W. F.; LEWIS, S. L.; MONTEAGUDO, A.; NEILL, D. A.; VARGAS, P. N.; PITMAN, N. C. A.; VINCETI, B. **The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests.** *Global Change Biology*, 12(7). 2006. 1107-1138. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x>. Acesso em: 19 jan. 2020.

MALHI, Y.; ROBERTS, J.; BETTS, R.; KILLEEN, T.; LI, W.; NOBRE, C. **Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon.** *Science* (New York, N.Y.). 319. 2008. 169-72. 10.1126/science.1146961. Disponível em: <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1146961>. Acesso em: 22 fev. 2020.

MANTUA, N.; HARE, S. **The Pacific Decadal Oscillation.** *Journal of Oceanography*. 58. 35-44. 2002. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1015820616384>. Acesso em: 18 dez. 2020.

MARENGO, J. A. **O quarto relatório do IPCC (IPCC AR4) e projeções de mudança de clima para o Brasil e América do Sul.** *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v.31. 2007. p. 23-28.

MAX-PLANCK-INSTITUT FÜR METEOROLOGIE. **Climate Data Operators.** Disponível em: <https://code.zmaw.de/projects/cdo/wiki/Cdo#Documentation>. Acesso em: 02 de nov. 2020.

MEDVIGY, D.; WALKO, R. L.; AVISSAR, R. **Modeling interannual variability of the Amazon hydroclimate.** *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15817. 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008GL034941>.

MEDVIGY, D.; WOFSY, S. C.; Munger, J. W.; Hollinger, D. Y.; Moorcroft, P. R. **Mechanistic scaling of ecosystem function and dynamics in space and time: ecosystem demography model version 2.** *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 114. 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008GL034941>. Acesso em: 25 fev. 2020.

MEDVIGY, D.; WALKO, R. L.; AVISSAR, R. **Effects of Deforestation on Spatiotemporal Distributions of Precipitation in South America.** J. Climate, 24. 2011. 2147–2163. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3882.1>. Acesso em: 12 jan. 2020.

MENDES, D.; MARENGO, J.; RODRIGUES, S.; OLIVEIRA, M. **Downscaling Statistical Model Techniques for Climate Change Analysis Applied to the Amazon Region.** Advances in Artificial Neural Systems. 2014. Disponível em: [https://www.researchgate.net/publication/251425794\\_Modeling\\_Interannual\\_Variability\\_of\\_the\\_Amazon\\_Hydroclimate](https://www.researchgate.net/publication/251425794_Modeling_Interannual_Variability_of_the_Amazon_Hydroclimate). Acesso em: 02 nov. 2020.

MOURA, M.; SANTOS, A.; FERREIRA DA SILVA, S.; PIMENTEL, S.; ANDRADE, M.; SILVA, F.; BRANCO, E.; MOREIRA, T.; SILVA, R.; CARVALHO, J. **Relation of El Niño and La Niña phenomena to precipitation, evapotranspiration and temperature in the Amazon basin.** Science of The Total Environment. 651. 10.1016/j.scitotenv.2018.09.242. 2018. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969718336866>. Acesso em: 03 jul. 2020.

NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (EDS). **The Climate Data Guide: Multivariate ENSO Index.** Last modified 15 Jul 2019. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/multivariate-enso-index>. Acesso em: 18 mai. 2021.

NEWMAN, M.; Coauthors. **The Pacific Decadal Oscillation, Revisited.** J. Climate, 29. 2016. 4399–4427, Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>. Acesso em: 25 ago. 2020.

NOBRE, C.; SAMPAIO, G.; BORMA, L.; CASTILLA-RUBIO, J.; SILVA, J.; CARDOSO, M. **Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm.** Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 113. 10.1073/pnas.1605516113. 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1073/pnas.1605516113>. Acesso em: 18 jul. 2020.

PAL, J. S.; SMALL, E.; ELTAHIR, E. **Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM.** J Geophys Res 105: 29579–29594. 2000. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2000JD900415>. Acesso em: 29 set. 2020.

PAREJA, Q.; FRANCHITO, D.; FERNANDEZ, S. J. **Assessment of the RegCM4 Performance in Simulating the Surface Radiation Budget and Hydrologic Balance Variables in South America.** Earth Systems and Environment. 5. 2021. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s41748-021-00249-y>. Acesso em: 28 set. 2020.

OLESON, K.; LAWRENCE, D. M. **Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM).** NCAR Technical Note NCAR/TN-503+STR, 2013. 420. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5065/D6RR1W7M>. Acesso em: 14 fev. 2020.

REBOITA, M. S.; GAN M. A.; ROCHA R. Pd.; AMBRIZZI, T. **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica.** Revista Brasileira De Meteorologia 25(2). 2010. 185-204. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/rbmet/a/yhrG5QPXhBCKZXcGKgyzWvf/?lang=pt&format=pdf>. Acesso em: 13 mar. 2020.

REBOITA, M. S.; FERNANDEZ, J. P. R.; LLOPART, M.; da ROCHA, R. P.; PAMPUCH, L; CRUZ, F. T. **Assessment of RegCM4.3 over the CORDEX South America Domain: Sensitivity Analysis to Physical Parameterization Scheme.** Climate Research. 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.3354/cro1239>. Acesso em: 19 out. 2020.

da ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; Miller, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA S. R.; COUPE N. R.; WOFYSY, S. C.; BORMA, L.; ... [et al.]. **Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil.** J Geophys Res 114: G00B12. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007JG000640>. Acesso em: 12 abr. 2020.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. **Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion.** Geophys. Res. Lett., 34, L17709, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007GL030612>. Acesso em: 13 out. 2020.

SATYAMURTY, P. Rudimentos de Meteorologia Dinâmica, INPE. 2005. Disponível em: [http://lma.cptec.inpe.br/arquivos/MetDin\\_8\\_Versao2.pdf](http://lma.cptec.inpe.br/arquivos/MetDin_8_Versao2.pdf). Acesso em: 11 jan. 2020.

SAYRE, R.; BOW, J.; JOSSE, C.; SOTOMAYOR, L.; TOUVAL. **Terrestrial Ecosystems of South America**. In: North America land cover summit: a special issue of the Association of American Geographers. 2008. Disponível em:

[https://www.researchgate.net/publication/267797352\\_Terrestrial\\_Ecosystems\\_of\\_South\\_America](https://www.researchgate.net/publication/267797352_Terrestrial_Ecosystems_of_South_America).

Acesso em: 12 nov. 2020.

SHIMIZU, M. H.; AMBRIZZI, T.; LIEBMANN, B. **Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America**. Int. J. Climatol., 37: 2977-2989. 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4893>. Acesso em: 04 fev. 2020.

SHUKLA, J.; NOBRE, C. A.; SELLERS, P. **Amazon Deforestation and Climate Change**. Science (New York, N.Y.). 247. 1322-5. 1990. Disponível em:

<https://www.science.org/doi/10.1126/science.247.4948.1322>. Acesso em: 08 set. 2020.

SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B.; AMBRIZZI, T.; DRUMOND, A.; PATUCCI, N. N. **South America Climate During the 1970–2001 Pacific Decadal Oscillation Phases Based on Different Reanalysis Datasets**. In: Front. Earth Sci. 7:359. 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00359>. Acesso em: 02 set. 2021.

SILVA, M. E. S.; PEREIRA, G.; da ROCHA, R. P. **Local and remote climatic impacts due to land use degradation in the Amazon “Arc of Deforestation”**. Theoretical and Applied Climatology. Vol. 120, n. 3-4, p. 1-15, 2015. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-015-1516-9>. Acesso em: 06 dez. 2020

SOARES-FILHO, B. S. **Role of Amazon protected areas, especially the conservation units supported by ARPA, in reducing deforestation**. Rio de Janeiro: Funbio. 2016. Disponível em:

[https://www.academia.edu/62303835/Reduction\\_of\\_carbon\\_emissions\\_associated\\_with\\_deforestation\\_in\\_Brazil\\_the\\_role\\_of\\_the\\_Amazon\\_Region\\_Protected\\_Areas\\_Program\\_ARPA?auto=citations&from=cover\\_page](https://www.academia.edu/62303835/Reduction_of_carbon_emissions_associated_with_deforestation_in_Brazil_the_role_of_the_Amazon_Region_Protected_Areas_Program_ARPA?auto=citations&from=cover_page). Acesso em: out. 2020.

SOARES-FILHO, B. S.; NEPSTAD, D. C.; CURRAN, L. M.; VOLL E.; CERQUEIRA, G. C.; GARCIA, RAMOS, C. A.; MCDONALD, A.; LEFEBVRE, A.; SCHLESINGER, P. **LBA-ECO LC-14 Modeled Deforestation Scenarios, Amazon Basin: 2002-2050**. Oak Ridge National Laboratory



Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1153>. Acesso em: 17 mar. 2020.

STAN, C.; STRAUS, D. M.; FREDERIKSEN, J. S.; LIN, H.; MALONEY, E. D.; SCHUMACHER, C. **Review of tropical-extratropical teleconnections on intraseasonal time scales.** *Reviews of Geophysics*, 55, 902–937. 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016RG000538>. Acesso em: 27 out. 2021.

SWANN, A.; LONGO, M.; KNOX, R.; LEE, E.; MOORCROFT, P. **Future deforestation in the Amazon and consequences for South American climate.** In: *Agricultural and Forest Meteorology*. 214-215. 12-24. 10.1016/j.agrformet. 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.07.006>. Acesso em: 02 dez. 2020.

TRENBERTH, K. E.; ...[et al.]. **Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures.** *J. Geophys. Res.* 103 (14), 291–14 324. 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC01444>. Acesso em: 15 nov. 2021.

TOMA, V. E.; WEBSTER, P. J.; **Oscillations of the intertropical convergence zone and the genesis of easterly waves. Part I: diagnostics and theory.** *Clim Dyn* 34, 587–604. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0584-x>. Acesso em: 07 mai. 2021.

WALKO, R. L.; AVISSAR, R. **The Ocean–Land–Atmosphere Model (OLAM). Part I: Shallow-water tests.** *Mon. Wea. Rev.*, 136, 2008. 4033–4044. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2008MWR2522.1>. Acesso em: 15 mar. 2021.

WALKO, R. L.; AVISSAR, R. **The Ocean–Land–Atmosphere Model (OLAM). Part II: Formulation and tests of the nonhydrostatic dynamic core.** *Mon. Wea. Rev.*, 136, 2008, 4045–4062. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2008MWR2523.1>. Acesso em: 15 out. 2021.

WENG, W.; LUEDEKE, M.; ZEMP, D.; LAKES, T.; KROPP, J. **Aerial and surface rivers: Downwind impacts on water availability from land use changes in Amazonia.** *Hydrology and Earth System Sciences*. 22. 2018. 911-927. Disponível em: <https://hess.copernicus.org/articles/22/911/2018/hess-22-911-2018.html>. Acesso em: 17 out. 2021.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA K. **Terrestrial Air Temperature and Precipitation: Monthly and Annual Time Series** (1950 – 1999), 2001. Disponível em: [http://climate.geog.udel.edu/~climate/html\\_pages/README.ghcn\\_ts2.html](http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/README.ghcn_ts2.html). Acesso em: 11 set. 2020.

YNOUE, R. Y.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; SILVA, G. A. M.; BOIASKI, N. T. **Previsão de Tempo e Clima. Licenciatura em Ciências.** USP/Univesp. 2015. Disponível em: [https://midia.atp.usp.br/plc/plc0009/impresos/plc0009\\_12.pdf](https://midia.atp.usp.br/plc/plc0009/impresos/plc0009_12.pdf). Acesso em: 19 nov. 2020

ZENG N.; DICKINSON R.E.; ZENG X. **Climatic impact of Amazon deforestation - A mechanistic model study.** Journal of Climate, 9 (4), 1996, pp. 859-883. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<0859:CIOADM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0859:CIOADM>2.0.CO;2). Acesso em: 05 fev. 2021.

ZENG, X. -B.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. **Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data,** J. Clim. 1998. Disponível em: [https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/11/10/1520-0442\\_1998\\_011\\_2628\\_iobaaf\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/11/10/1520-0442_1998_011_2628_iobaaf_2.0.co_2.xml). Acesso em: 30 jul. 2020.

ZHANG, F. **Vertical Coordinates.** (2004). Adapted from COMET online NWP modules.

ZHANG, Y.; FU, R.; YU, H.; DICKINSON, R. E.; JUAREZ, R. N.; CHIN, M.; WANG, H. **A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon.** Journal of Geophysical Research. Vol. 113, p. D14S15. 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006GL029213>. Acesso em: 20 dez. 2020.

ZHANG, K.; ...[et al.]. **The fate of Amazonian ecosystems over the coming century arising from changes in climate, atmospheric CO<sub>2</sub> and land-use.** Global Change Biol. 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/gcb.12903>. Acesso em: 18 nov. 2021.

